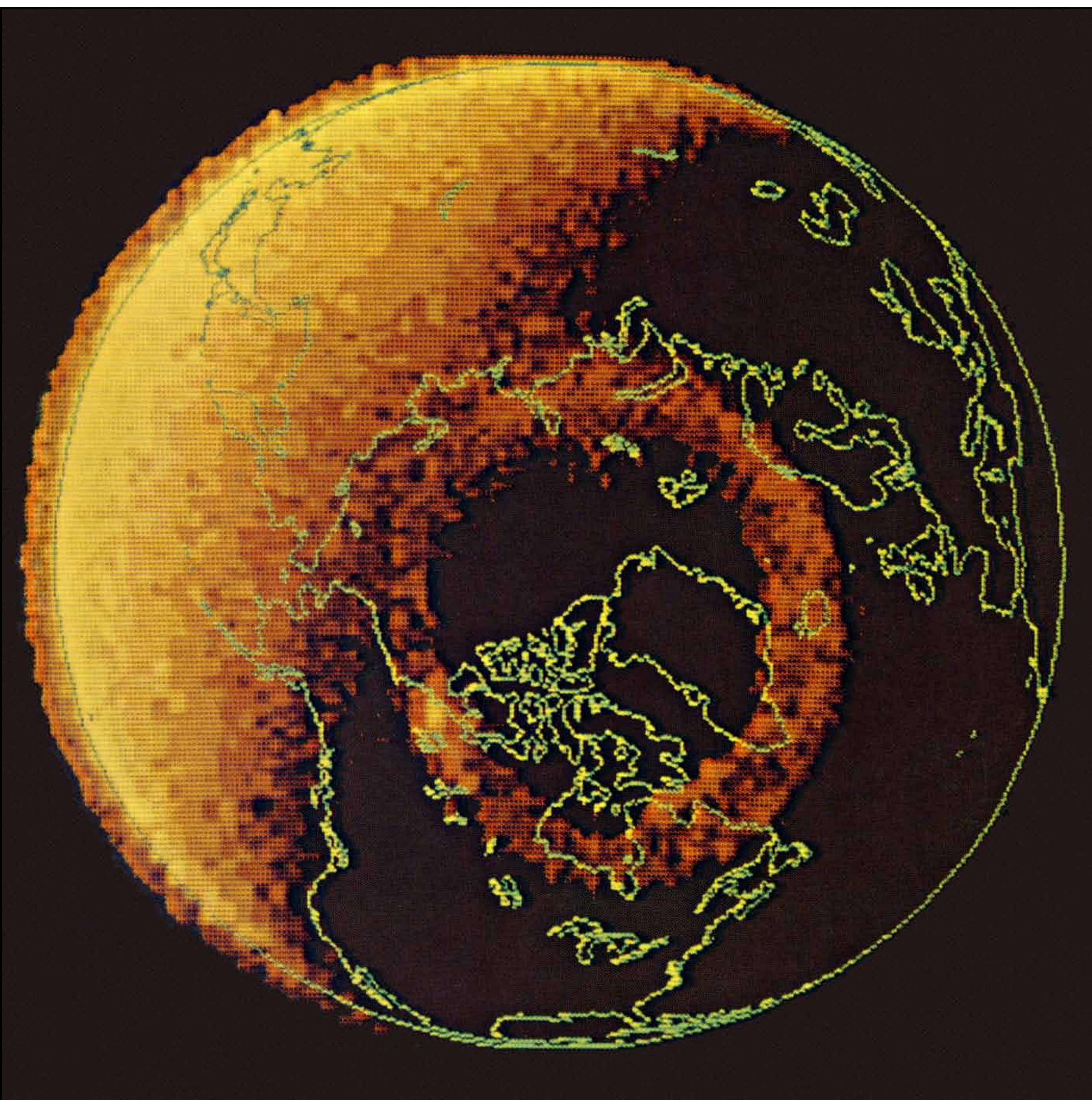
INVESTIGACION Y CIENCIA

Edición en español de **SCIENTIFIC AMERICAN**



DINAMISMO TERRESTRE

Noviembre 1983

450 Ptas.

Copyright © 1983 Prensa Científica S.A.

Los espacios en gris
corresponden a publicidad
en la edición impresa

Número 86
Noviembre 1983

INVESTIGACION Y
CIENCIA *Edición en español de* SCIENTIFIC AMERICAN

SCIENTIFIC AMERICAN

COMITE DE REDACCION Gerard Piel (Presidente), Dennis Flanagan, Brian P. Hayes, Philip Morrison, John M. Benditt, Peter G. Brown, Michael Feirtag, Diana Lutz, Jonathan B. Piel, John Purcell, James T. Rogers, Armand Schwab, Jr., Joseph Wisnovsky

DIRECCION EDITORIAL Dennis Flanagan
DIRECCION ARTISTICA Samuel L. Howard
PRODUCCION Richard Sasso
DIRECTOR GENERAL George S. Conn

INVESTIGACION Y CIENCIA

DIRECTOR Francisco Gracia Guillén
REDACCION José María Valderas Gallardo (Redactor Jefe)
Carlos Oppenheimer
José María Farré Josa
PRODUCCION César Redondo Zayas
VENTAS Y PUBLICIDAD Elena Sánchez-Fabrés
PROMOCION EXTERIOR Pedro Clotas Cierco
EDITA Prensa Científica, S. A.
Calabria, 235-239
Barcelona-29 (ESPAÑA)

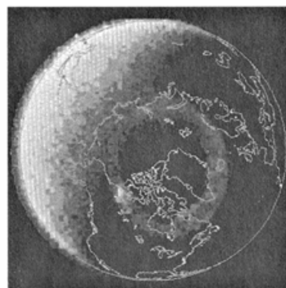
Colaboradores de este número:

Asesoramiento y traducción:

Luis Solé Sugrañes: *Dinámica terrestre*; Andrés Pocoví Juan: *El núcleo terrestre*; Angel López Soler: *El manto terrestre*; Montserrat Domingo: *La corteza oceánica*; Joan Guimerá: *La corteza continental*; Rosa Martínez: *El océano*; Manuel Puigcerver: *La atmósfera*; Joandomènec Ros: *La biosfera*; Luis Bou: *Juegos matemáticos*; J. Vilardell: *Taller y laboratorio*.

Libros

Ramón Margalef, J. L. Ferrero, Julio Samsó y Manuel García Velarde



LA PORTADA

La imagen de ordenador presentada en portada simboliza el tema de este número monográfico de INVESTIGACIÓN Y CIENCIA: la dinámica terrestre. Se muestra una aurora sobre el polo norte magnético de la Tierra vista desde un satélite instalado a una altura de 3,19 veces el radio terrestre. La aurora es la elipse luminosa proyectada sobre el mapa verde de la Tierra, generado por ordenador. La media luna brillante de la parte superior izquierda es la región iluminada por luz solar. Las auroras son emitidas por moléculas de la parte superior de la atmósfera terrestre, excitadas por partículas cargadas eléctricamente que se hallan en el "viento" de tenue gas que se expande desde la superficie del Sol. Las partículas penetran en la atmósfera, atrapadas por el campo magnético terrestre; éste se genera por la presencia de flujos lentos en el núcleo metálico. La aurora es, por tanto, una manifestación de la actividad dinámica del núcleo. La imagen la obtuvo un equipo de la Universidad de Iowa a partir de datos recibidos desde el satélite *Dynamics Explorer 1*. Se publica por cortesía de Louis A. Frank.

Suscripciones:
Prensa Científica, S. A.
Calabria, 235-239
Barcelona-29 (España)
Teléfono 322 05 51 ext. 37

Condiciones de suscripción:
España:
Un año (12 números): 3.850 pesetas
Extranjero:
Un año (12 números): 52 U.S. $
Ejemplar atrasado ordinario:
350 pesetas
Ejemplar atrasado extraordinario:
450 pesetas

Distribución para España
Distribuciones de Enlace, S. A.
Ausias March, 49 - Barcelona-10

Distribución para los restantes países:
Editorial Labor, S. A.
Calabria, 235-239 - Barcelona-29

Publicidad:
Madrid:
Gustavo Martínez Ovin
Avda. de Moratalaz, 137 - Madrid-30
Tel. 430 84 81
Cataluña:
Lourdes Padrós
Manuel Girona, 61, 2.° - Barcelona-34
Teléfono 204 45 83

Controlado
por O.J.D.



PROCEDENCIA DE LAS ILUSTRACIONES

La portada es cortesía de Louis A. Frank, Universidad de Iowa

Página	Fuente
15	Con permiso de la Biblioteca Houghton
16-17	Sally Black
18	Christopher S. Scotese
20-23	Sally Black
26	Louis A. Frank
28-35	George V. Kelvin
38	Flagstaff Image Processing Center, Servicio Geológico de los Estados Unidos
40-45	Ian Worpole
46	F. R. Boyd (*arriba, izquierda, y tercero por la izquierda*), Euan G. Nisbet (*segundo por la izquierda*), Lawrence Grossman (*arriba, derecha*), Ian Worpole (*abajo*)
48-50	Ian Worpole
51	EROS Data Center (*izquierda*), Ilil Arbel (*derecha*)
59-61	William F. Haxby
62-63	Andrew Tomko
64	Todd Pink
65	William B. F. Ryan
66-67	Jean Francheteau
68-70	Todd Pink
72	Peter Buhl
74	Todd Pink
76	EROS Data Center
78-79	Andrew Tomko
80-84	Todd Pink
85	B. Clark Burchfiel
86-88	Todd Pink
91	National Aeronautics and Space Administration
92-95	Alan D. Iselin
96-97	Andrew Tomko
98-100	Alan D. Iselin
103	Laboratorio de Física Atmosférica y Espacial, Universidad de Colorado en Boulder
104	Walken Graphics
105-106	Jet Propulsion Laboratory, Instituto de Tecnología de California
108-109	Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo, Reading, Inglaterra
110-114	Walken Graphics
117	EROS Data Center
118-119	Preston Cloud
120-123	Patricia J. Wynne
124	Cortesía de Norman D. Newell, Museo Americano de Historia Natural
125	Preston Cloud
126-127	Patricia J. Wynne
129	Ricardo Génova y Agustín Udías (*arriba*); P. W. Sloss (*abajo*)
130-136	Ricardo Génova y Agustín Udías
140-146	Albert E. Miller
151	Jearl Walker
152-158	Michael Goodman

ISSN 0210-136X
Dep. legal: B. 38.999-76
Fotocomposición Tecfa
Pedro IV, 160 - Barcelona-5
Fotocromos reproducidos por GINSA, S.A.
Imprime GRAFESA
Gráfica Elzeviriana, S. A.
Napoles, 249 - Tel. 207 40 11
Barcelona-13
Printed in Spain - Impreso en España

Copyrigh © 1983 Scientific American Inc., 415 Madison Av., New York. N. Y. 10017.
Copyright © 1983 Prensa Científica, S. A. Calabria, 235-239 - Barcelona-29 (España)

Reservados todos los derechos. Prohibida la reproducción en todo o en parte por ningún medio mecánico, fotográfico o electrónico, así como cualquier clase de copia, reproducción, registro o transmisión para uso público o privado, sin la previa autorización escrita del editor de la revista.

El nombre y la marca comercial SCIENTIFIC AMERICAN, así como el logotipo distintivo correspondiente, son propiedad exclusiva de Scientific American, Inc., con cuya licencia se utilizan aquí.

Los autores

RAYMOND SIEVER ("Dinámica terrestre") enseña geología en la Universidad de Harvard, habiéndose formado en la de Chicago. Antes de obtener el doctorado, se incorporó ya en el Servicio Geológico de Illinois, donde trabajó hasta 1957. En 1956 entró en el claustro docente de la Universidad de Harvard, al que aún pertenece. Ha desempeñado en dos ocasiones la jefatura del departamento de geología. "Me interesan, cuenta de sí, los procesos químicos extraordinariamente lentos que tienen lugar en los sedimentos y la relación de estos procesos con el calor interno de la Tierra."

RAYMOND JEANLOZ ("El núcleo terrestre") es profesor adjunto de geología y geofísica en la Universidad de California en Berkeley. Se licenció por el Amherst College en 1975, doctorándose en geología y geofísica por el Instituto de Tecnología de California en 1979. Antes de trasladarse a Berkeley, en 1981, Jeanloz enseñó dos años en Harvard. "Siento especial afición por la física de los minerales, en particular, por el estudio de las propiedades físicas y químicas de los minerales que controlan la evolución de los planetas. La mayor parte de mi trabajo se centra en los materiales a las altas presiones y temperaturas que se dan en el interior de los planetas."

D. P. McKENZIE ("El manto terrestre"), desde 1979, es profesor de tectónica de la Universidad de Cambridge, donde se formó. Ha sido profesor visitante de numerosas instituciones americanas; recientemente lo fue de la Universidad de Chicago. Casi la totalidad del trabajo científico de McKenzie guarda relación con la tectónica de placas, en especial con los procesos de convección del manto y la evolución de las cuencas sedimentarias.

JEAN FRANCHETEAU ("La corteza oceánica") se halla adscrito al Institut de Physique du Globe de la Universidad de París. Diplomado en ingeniería de minas por la École des Mines de Nancy, continuó su formación en los Estados Unidos; la Institución Scripps de Oceanografía le concedió el doctorado en geofísica en 1970. Regresó a Francia y se agregó al equipo del Centre Océanologique de Bretagne en Brest. Dejó el centro en 1981 para pasar a la Universidad de París. Se ha dedicado a la exploración del fondo oceánico: estructura y morfología de la corteza oceánica y tectónica y geofísica del suelo marino. Gran parte de sus investigaciones recientes las ha realizado en el sumergible francés *Cyana*. Dirigió el Proyecto RITA en 1978. Durante la expedición se efectuaron las primeras inmersiones en un sumergible tripulado a la cresta de la dorsal del Pacífico oriental, a bordo del *Cyana*.

B. CLARK BURCHFIEL ("La corteza continental") es profesor de geología del Instituto de Tecnología de Massachusetts. Se licenció en 1957 por la Universidad de Stanford, doctorándose en geología, en 1961, por la de Yale. Ese mismo año recibió un contrato de la Universidad de Rice, donde permaneció hasta 1976, y luego al MIT. "Mi interés actual se centra, nos cuenta, en los procesos de orogénesis y sus relaciones con las interacciones de la tectónica de placas y la deformación en el interior de las mismas. Las áreas específicas que estudio son la parte occidental de Norteamérica, las cadenas montañosas alpinas de Europa oriental y de China central y septentrional."

WALLACE S. BROECKER ("El océano") dirige el laboratorio de geoquímica de la Universidad de Columbia. Su relación con la misma arranca de treinta años atrás. Allí cursó estudios de licenciatura (1953) y doctorado (1958). En 1956, mientras preparaba la tesis, se incorporó al claustro docente. Los intereses científicos de Broecker son amplios. Ha trabajado sobre los climas antiguos y las causas de los ciclos de glaciación terrestres, la mezcla de agua a gran escala en los océanos y la geoquímica ambiental, incluyendo los efectos de la lluvia ácida, de los metales en lagos y la química marina.

ANDREW P. INGERSOLL ("La atmósfera") es profesor de ciencias planetarias del Instituto de Tecnología de California. Cursó el primer ciclo universitario en el Amherst College, licenciándose en 1960. Prosiguió estudios en la Universidad de Harvard, que le otorgó el doctorado en física atmosférica en 1965. "Los objetivos de mi carrera tomaron forma cuando estudiaba primer ciclo de físicas y era ayudante de investigación en la Institución Oceanográfica Woods Hole. Desde que obtuve el doctorado, he dedicado mi vida profesional al estudio de las atmósferas y los climas. He participado en varias misiones de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio para estudiar otros planetas, entre ellas las misiones Pioneer a Júpiter y Saturno, la misión Pioneer a Venus y la misión Voyager, que pasó por las cercanías de Júpiter y Saturno en 1979-81 y pasará por la proximidad de Urano en 1986. Soy también miembro de un grupo que está analizando el balance radiactivo de la Tierra por medio de datos del vehículo espacial Nimbus."

PRESTON CLOUD ("La biosfera") es profesor retirado de biogeología y estudios ambientales de la Universidad de California en Santa Bárbara. Se licenció en ciencias por la Universidad George Washington en 1938 y se doctoró por la de Yale en 1940. Trabajó en el Servicio Geológico, en las universidades de Minnesota y de California (Los Angeles y Santa Bárbara). "Mi interés por el origen de la vida animal pluricelular, sus antecedentes y su primera aparición sobre la Tierra ha polarizado durante mucho tiempo mis investigaciones. En 1948 propuse que la vida animal pluricelular apareció y evolucionó originando gran diversidad de formas, durante un intervalo de menos de 100 millones de años, al principio de la época Fanerozoica, punto de vista que en la actualidad se acepta ampliamente. Utilizando estromatolitos, estructuras sedimentarias, fósiles microbianos y los métodos de la ultramicroscopía y de la geoquímica pude hacer remontar el registro de la vida microbiana mucho más allá del nacimiento del Cámbrico, así como integrar el estudio de la evolución biosférica, atmosférica y quimiosférica tempranas."

AGUSTIN UDIAS VALLINA ("Energía de la Tierra"), catedrático de geofísica de la Universidad Complutense de Madrid, es doctor en ciencias por la misma Universidad y en geofísica por la de St. Louis (Missouri). Ha desarrollado trabajos de investigación y docencia en las universidades de St. Louis, California en Berkeley, Frankfurt y Barcelona. Actualmente es vicepresidente de la Comisión Europea de Sismología. Entre sus trabajos destacan los de sismotectónica de la región desde las islas Azores a la península Ibérica y el Mediterráneo, los estudios de estructura de la corteza terrestre en España por medio de perfiles sísmicos profundos y los del mecanismo focal de los terremotos y sus parámetros dinámicos con énfasis en el desarrollo de algoritmos para su automatización.

Hace...

José M.ª López Piñero

... cuatrocientos años

El impresor parisiense Simon de Colines publicó *In Cosmographiae libros introductorium*, la principal obra geográfica de Elio Antonio de Nebrija.

La plena incorporación del programa humanístico a la actividad científica española y su enfrentamiento abierto con el escolasticismo arabizado puede simbolizarse en el interés de Nebrija por disciplinas como las matemáticas, la astronomía, la geografía y la historia natural. Aunque la labor que realizó en todas ellas fue limitada en sí misma, ejerció una profunda y duradera influencia, tanto entre los hombres de letras, como entre los mismos cultivadores de la ciencia.

Hasta mediados del siglo XVI, la orientación humanística no se impuso en la enseñanza de las matemáticas que impartían las facultades de artes, porque lo impidió el gran prestigio de "calculatores" como Pedro Sánchez Ciruelo y Juan Martínez Silíceo. Durante su etapa de profesor en Salamanca, Nebrija dedicó tres de sus *Repetitiones* a los pesos, medidas y números (1510-1512), "relecciones" que luego fueron reimpresas en Alcalá. Insistió, además, en que la docencia estuviera basada en el contacto directo con las fuentes clásicas, lo que conduciría, ya en las fechas centrales a la centuria, a un nuevo tipo de manuales didácticos, en los que se excluyeron los textos bajomedievales, quedando sustituidos por extractos de Euclides y otros autores antiguos. Anotemos, como ejemplos destacados, los publicados por Pedro Juan Monzó (1599), catedrático en la Universidad de Valencia, y por Juan Segura (1566), profesor en la de Alcalá.

En 1515, con motivo de una consulta del papa León X a la Universidad de Salamanca, Nebrija se interesó por la reforma del calendario juliano. Redactó la obra *De ratione calendarii*, que no llegó a ser impresa, aunque publicó una colección de veintiseis axiomas sobre el tema, en verso latino, con el título de *Carmina ex diversis aucthoribus in calendarii rationem collecta*. Más interesante es otro folleto suyo de tema cronológico, basado en la "Tabula cuantitatis dierum" del *Almanach* de Abraham Zacuto: la *Tabla de la diversidad de los días y horas y partes de hora en las ciudades, villas y lugares de España y otros de Europa, que les responden por sus paralelos* (1517). La preocupación por el calendario persistió entre sus discípulos, como lo demuestra, entre otros escritos, el de Juan Ginés de Sepúlveda *De correctione anni et mensium romanorum*, redactado hacia 1535 e impreso en varias ocasiones a partir de la década siguiente.

Nebrija fue un destacado representante del humanismo geográfico, cen-



1. Mapa del mundo ptolemaico, según un grabado de un tratado de cosmografía publicado en Salamanca en la época durante la que Nebrija fue profesor en su Universidad

trado en el llamado "renacimiento de Ptolomeo", es decir, en la recuperación y difusión de la *Geografía* de este autor helenístico. Como es sabido, la obra provocó la reinstauración de la geografía "matemática" o "astronómica", caracterizada por señalar la longitud y latitud de cada lugar o accidente, frente a la mera descripción intuitiva vigente en la Europa medieval. En la portada de *In Cosmographiae libros introductorium* –impresa por vez primera en Salamanca el año 1499– figuran unos versos latinos con la siguiente advertencia: "Si quieres conocer las primeras nociones y elementos, te bastará este compendio, pero si deseas mayores adelantos, lee los libros que escribieron Estrabón, Plinio y Mela y los que compuso Ptolomeo, príncipe de esta ciencia". Su contenido se ajusta estrictamente a la nueva orientación. Acepta el cálculo ptolemaico del círculo máximo terrestre y expone sus dos proyecciones cartográficas. Estudia los paralelos, insistiendo en el medio de España y otros territorios mediterráneos y europeos, con sus longitudes. Toma como origen de estas últimas el comienzo del siglo de Aries en la esfera celeste y la isla canaria de Hierro en la terrestre. Alude de pasada a los descubrimientos en América y también a los resultados del viaje de Vasco de Gama. Este compendio fue estimado dentro y fuera de España, lo que explica la reedición antes citada por un impresor tan prestigioso como Colines. En el inventario de la biblioteca del arquitecto Juan de Herrera aparece un "manoescripto en latín" titulado "Antonio de Nebrija sobre Tolomeo", del que no he podido localizar ninguna otra noticia.

Nebrija realizó mediciones para averiguar los valores del pie, el paso, el estadio y la milla, que expone en su *Cosmografía* y, sobre todo, en su *Repetitio sexta de Mensuris* (1510), obra de la que recientemente ha publicado Jenaro Costas Rodríguez una cuidada edición bilingüe: "¿Qué se puede hacer –se pregunta en ella Nebrija– para tener alguna medida precisa, con la que podamos medir las demás cosas mensurables? Sin duda el investigar la longitud exacta del pie, por cuanto en la clase de las cosas mensurables él es la unidad mínima, con la que, según la doctrina de Aristóteles, deben medirse las restantes de su misma clase. Mas la medida exacta del pie podría quizá hallarse más fácilmente en otras partes de la tierra gracias a los monumentos antiguos (como las pirámides y obeliscos que hoy día se visitan) de cuya altura y anchura dejaron constancia autores muy ilustres. En España, sin embargo, sólo tuve ocasión de ver dos de estos monumentos.

"Hay en Mérida, en algún tiempo ciudad muy renombrada de Lusitania, entre otros vestigios de su grandeza, un estadio circular donde se celebraban los juegos circenses, el cual a menudo medí con mis propios pies, 'gressus' y pasos. De ahí deduje la medida exacta y segura del pie y del paso.

"También pertenece a la misma Lusitania una vía famosísima, llamada vulgarmente 'de la plata'. El pontífice Licinio fue el primero que la construyó, después la rehizo el César Trajano y a continuación la restauraron Elio Pertinax y otros emperadores, como se deduce por los mojones, a los que separan mil pasos. Fue trazada desde Mérida, pasando por Cáceres, hasta Salamanca, donde comienza a desaparecer en la parte externa del puente y ya no se ve más allá rastro alguno de aquella vía.

"Mas el modo de averiguar la medida

Est apud emeritã augustam urbem lusitaniæ quondam cla
rissimam inter cętera magnitudinis eius uestigia stadium
in circo: ubi ludi circenses celebrabãtur: quod sępe meis
pedibus gressibus passibusq; dimensus sum: unde facile
collegi iustam indubitatamq; pedis passusq; mensuram.
Est præterea eiusdem lusitanię uia nobilissima: argentea uul
go dicitur: quam Licinius pontifex primum strauit: de
inde Traianus cæsar refecit. & deinceps Aelius Pertinax
aliiq; imperatores restituerunt: id quod ex lapidibus in
telligitur: quibus millia passuum distinguuntur. Ea per
ducta est ab emerita augusta per castra cæcilia salmanti
cam usq;: ubi primum in extima pontis parte incipit eua
nescere: neque ulterius ullum uiæ illius uestigiũ cernitur.
Inueniendi autem pedis mensuram ex milliario: hoc est ex
duorum lapidum interuallo huius modi fuit. Cũ quod
q; milliarium millenos passus habeat: qui conficiunt pe
des quinque: accepto fune qui neq; intendi neq; remitti
posset: tandiu mensus sum spacium duobus lapidibus in
terceptum: quo ad centum ductus chordæ illius per spa
cium ductę conficerẽt totum illud interuallum: quod in
ter duo marmora distendebatur. Quinquagesima dein
de pars ex fune monstrauit mihi certam pedis mensurã:
quandoquidem milliarium in quinque mille pedes porri
gi diximus. Ex emeritensi præterea stadio in centum ui
gintiquinque passus diuiso: passibus quoq; in pedes qui
nos distributis prouenit mihi eadem pedis longitudo:
quam notaui ad usus insequentes positurus deinde palã
pro bibliotheca: quæ nunc magnificentissime in gymna

2. Página de la **Repetitio sexta de Mensuris** *(1510), de Nebrija, en la que el célebre humanista expone las mediciones que realizó para averiguar los valores del pie, el paso, el estadio y la milla*

del pie mediante la milla, es decir, por el intervalo de dos mojones, fue el siguiente. Como cada milla tiene mil pasos, los cuales hacen cinco pies, cogiendo una cuerda que no se estiraba ni se aflojaba, medí el espacio interpuesto entre dos mojones hasta que cien tiradas de aquel cordel que llevaba por ese espacio completaron todo el intervalo que se extendía entre dos piedras miliares. La cincuentava parte de la cuerda me indicaba entonces la medida exacta del pie, por cuanto hemos dicho que la milla tiene una longitud de cinco mil pies. También del estadio de Mérida, dividido en ciento veinticinco pasos y estos a su vez distribuidos en cinco pies, me resultó la misma longitud del pie. Esta la anoté para su uso posterior, con la intención de exponerla después públicamente a la entrada de la biblioteca que se está construyendo con gran magnificencia en nuestro Estudio salmantino. Su finalidad es que cuantas veces surja alguna duda respecto al cálculo de alguna medida, allí se busque la certeza, para que se pueda saber, como dice el Apóstol, cuál es la longitud, la anchura, la profundidad y la altura".

En cambio, no está demostrado que Nebrija midiera un grado del meridiano terrestre, como afirman varios historiadores de orientación apologética desde Fernández de Navarrete. El único fundamento es un testimonio poco preciso de la *Silva de varia lección* (1542), de Pedro Mexía.

En historia natural, Nebrija contribuyó también decisivamente a que los enfoques bajomedievales fueran desplazados por la corriente humanística. Su contribución más destacada, en este terreno, fue la edición en Alcalá, el año 1518, de la versión latina que Jean de la Ruel había hecho de la *Materia medica* de Dioscórides. Nebrija añadió en ella un *Lexicon illarum vocum quae ad medicamentariam artem pertinent*, que contiene la correspondencia en lengua vulgar de los nombres griegos y latinos de las plantas. Varios discípulos suyos desarrollaron después este aspecto de su labor ocupándose de la depuración filológica de textos clásicos de historia natural. Anotaremos, como ejemplos, los comentarios que Juan Andrés Estrany, Pedro Juan Oliver y Hernán Núñez de Guzmán, el Pinciano, dedicaron a la obra de Plinio. Nebrija influyó, además, de modo indirecto en la mentalidad de grandes figuras españolas de la historia natural del siglo XVI, como Nicolás Monardes, Francisco Hernández y Andrés Laguna, de quienes nos hemos ocupado ya.

Dinámica terrestre

La tierra se define como un sistema de fluidos en mutua interacción. Uno de ellos es la materia viva. Los hay rápidos y lentos, pero el planeta, en su conjunto, se mantiene en un estado de equilibrio

Raymond Siever

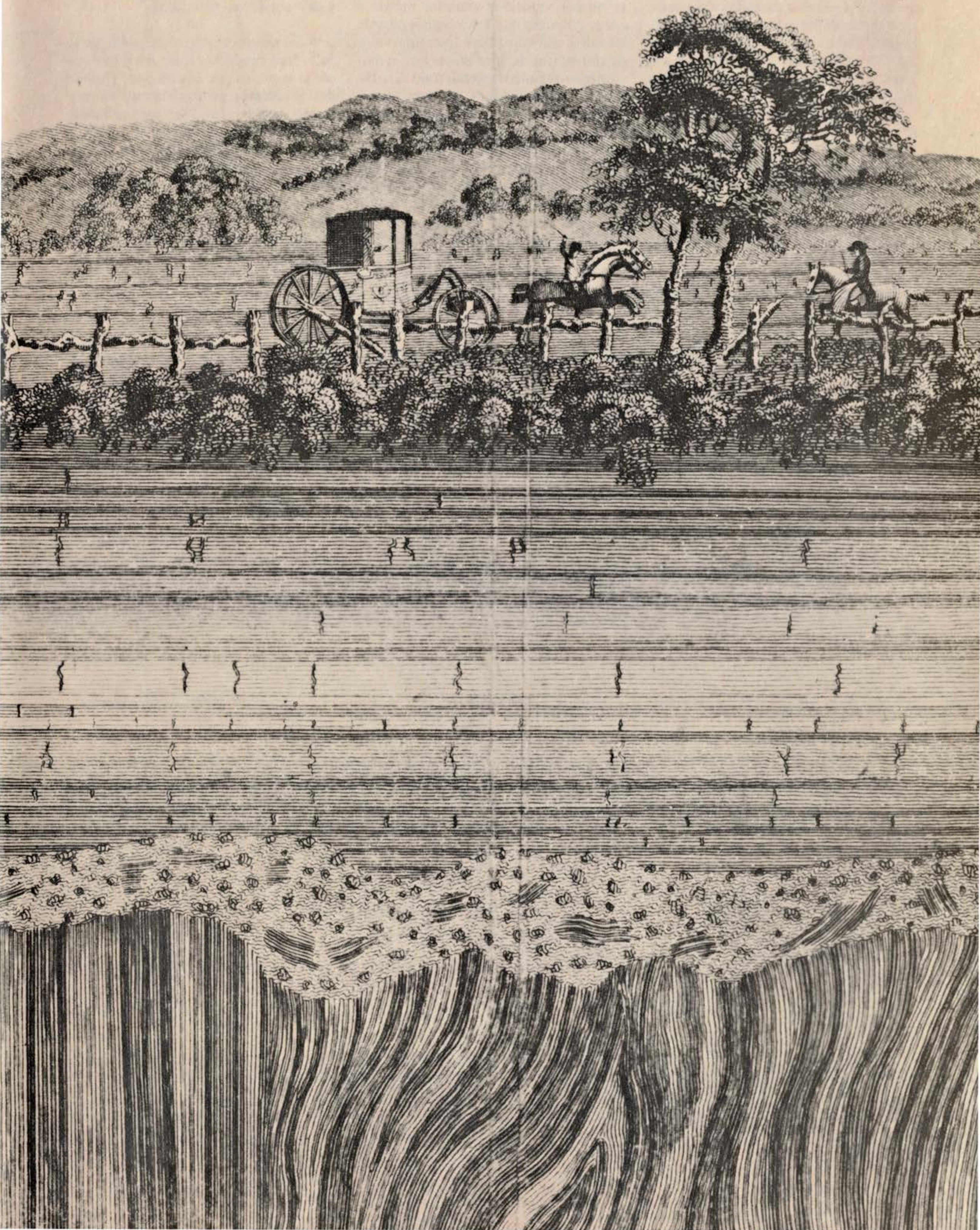
Los expertos en ciencias geológicas están acostumbrados a trabajar con escalas espaciales y temporales muy diversas. Las dimensiones físicas del objeto del que se ocupan varían desde la escala global de la Tierra entera hasta regiones submicroscópicas, desde volúmenes de materia que se miden en kilómetros cúbicos hasta espacios interatómicos que se miden en angstrom. A menudo, un mismo tema de investigación exige el manejo de escalas dispares; piénsese en un terremoto provocado por un deslizamiento de escasos centímetros a lo largo de una falla, que genera ondas sísmicas que viajan miles de kilómetros por el interior de la Tierra. De modo semejante, las dimensiones temporales usuales se extienden desde episodios de corta duración (terremotos, erupciones volcánicas o impactos de meteoritos) hasta sucesos que transcurren a lo largo de decenas o centenares de años (formación de meandros de un río), miles de años (glaciaciones), millones de años (deriva continental) e incluso miles de millones de años (formación de la actual atmósfera rica en oxígeno). Más aún. Un solo proceso, el de meteorización por ejemplo, puede abordarse en una amplia gama de escalas temporales: desde los minutos u horas que dura la medición de la velocidad de disolución de un mineral en un experimento de laboratorio, hasta los miles de años que necesita la formación de un suelo. Tomados en distintas combinaciones, los parámetros del espacio y del tiempo geológico definen el objeto de este número monográfico de *Investigación y Ciencia*: constituyen la multitud de grandes y pequeños cambios que han tenido lugar, y que continúan sucediéndose, en la historia de la Tierra.

Geólogos, oceanógrafos, físicos del aire y naturalistas en general se sienten tentados, de vez en cuando, a considerar la Tierra como una máquina, o quizá como un organismo vivo. La imagen de la máquina incorpora un aspecto importante de la dinámica terrestre: a pesar de los cambios que se observan a muy distintas escalas, la Tierra, en su conjunto, permanece prácticamente constante. En los últimos años se ha puesto de manifiesto la utilidad de entender las partes principales del globo –núcleo, manto, corteza, océanos y atmósfera– como un complejo sistema interactivo en el que se produce un flujo cíclico de material de un lugar a otro. El modelo mecanicista que considera la Tierra como un vasto sistema de reciclaje tiene su contrapartida en el modelo fisiológico del equilibrio dinámico conocido por homeostasia.

La confección de mapas geológicos es quizás uno de los ejemplos más claros de la jerarquía de escalas. Un mapa geológico es un producto que, en términos no geológicos, puede describirse como un gráfico de la posición, en un sistema de coordenadas que representan la superficie terrestre, de las formaciones rocosas de distintas edades. Al geólogo de campo corresponde el primer paso en la confección del mapa: determinar dos propiedades principales de las rocas en un punto determinado, a saber, la edad y la composición. En un típico afloramiento sólo pueden observarse relaciones a pequeña escala, que suelen cubrir distancias de orden métrico. El mapa definitivo de una región, mostrando formas apropiadas a su escala, se obtiene tras ensamblar este tipo de observaciones mediante interpolaciones y extrapolaciones, como en cualquier otro tipo de gráficos. En un mapa que cubra una superficie de unos 200 kilómetros cuadrados pueden observarse valles fluviales y los pliegues y fallas característicos que afectan a las rocas. La precisión de las observaciones en el nivel del afloramiento se sacrifica en aras de otros aspectos más generales. En un mapa que cubra una región de varios miles de kilómetros cuadrados se resaltan sólo aspectos aún más generales, como mesetas, montañas, llanuras, sistemas fluviales completos, líneas directrices de un valle de fractura, o rift, o la distribución de los lagos glaciares. Cuando el mapa se realiza a escala continental o global se ponen en evidencia las estructuras mayores de la superficie continental, sobre todo las grandes cordilleras. El éxito del proceso estriba en conocer qué detalles deben sacrificarse en los mapas a gran escala para destacar las grandes estructuras. Dicho en otras palabras, la esencia de este tipo de análisis geológico consiste en separar la "señal" del "ruido".

Los geólogos han de abordar el problema de la reconciliación de las distintas escalas. Así, los geólogos estructurales y los geofísicos tratan de relacionar las colisiones a gran escala de las placas tectónicas, que levantaron cordilleras como los Alpes o el Himalaya, con los pliegues y fallas a pequeña

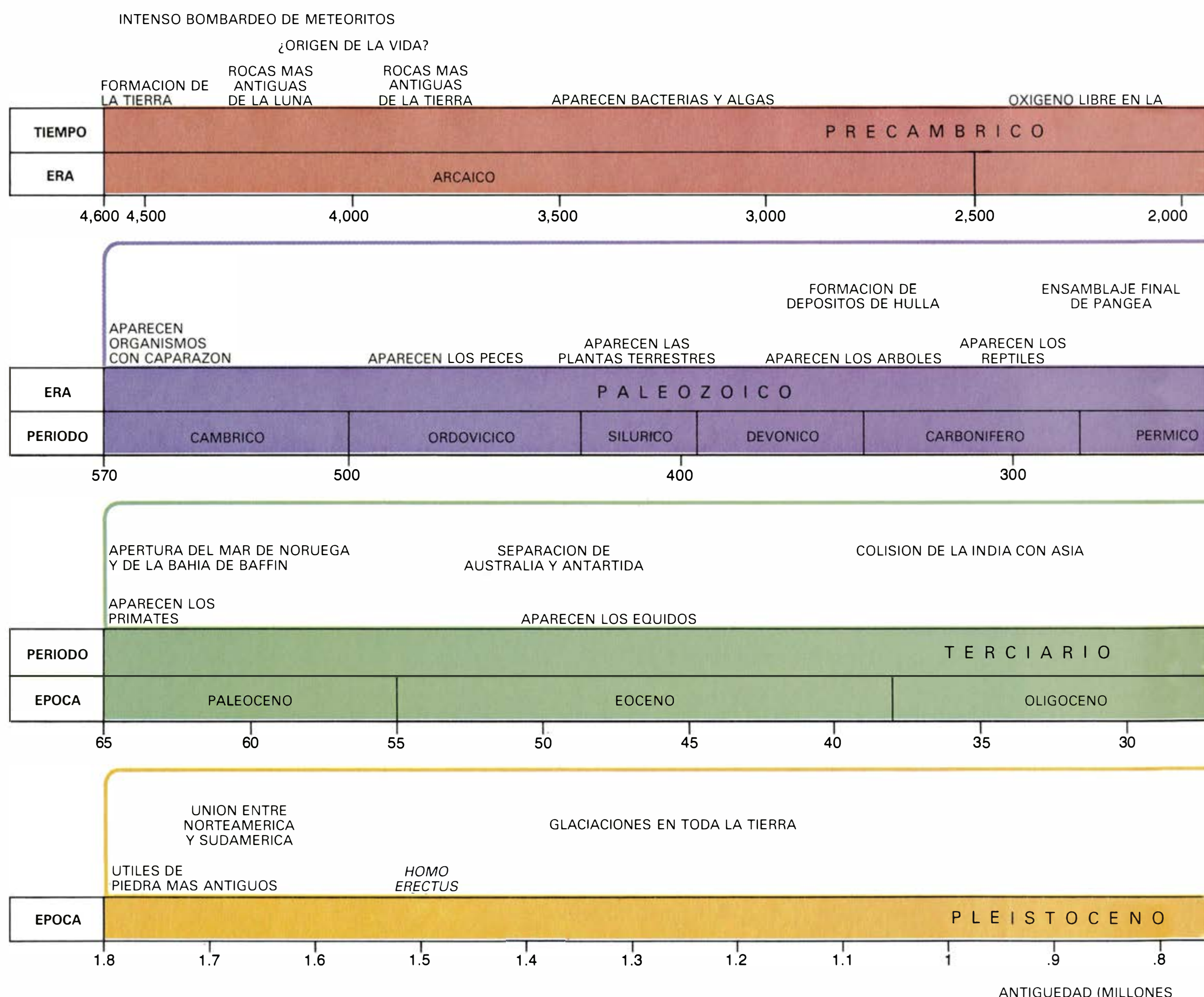
1. ESTAMPA DE ANTIGUOS LEVANTAMIENTOS, recogida en esta escena pastoril de un grabado tomado de *Theory of the Earth* (*Teoría de la Tierra*), de James Hutton, publicada en el año 1795. Muestra el afloramiento en un margen del río Jed, en el sur de Escocia. Las capas verticales de la parte inferior del margen se depositaron como sedimentos oceánicos. Posteriormente, el metamorfismo las convirtió en esquistos; se deformaron y levantaron, pasando a formar parte de una cordillera montañosa. La capa de materiales mezclados situada justo encima corresponde a derrubios de erosión de su misma edad. Las rocas metamórficas se sumergieron de nuevo y encima de ellas se depositaron bancos horizontales de areniscas sedimentarias. Por último, el conjunto entero volvió a elevarse por encima del nivel del mar y quedó cubierto por nuevos niveles de suelos. James Hutton citó este tipo de ejemplos, extraídos de sus largos viajes, como prueba de la antigüedad de la Tierra y de su actividad dinámica. En la terminología moderna, a este tipo de formaciones se las conoce con el nombre de discordancias angulares.



escala que pueden verse en cualquier paisaje montañoso. Lo que importa es aprender a avanzar en dirección opuesta: a partir de los pliegues y fallas a pequeña escala, deducir cómo era una antigua cordillera ya desgastada y cómo pudo formarse por antiguos movimientos de placas.

Por su parte, las escalas temporales exigen atenciones peculiares. Un río que fluye a varios centímetros por segundo se mueve aproximadamente a la misma velocidad que un bloque que se desliza por una falla durante un terremoto. Sin embargo, la distribución de esos dos fenómenos en un intervalo largo de tiempo es completamente distinta. El río fluye aproximadamente a la misma velocidad durante meses o años, mientras que los movimientos de las fallas son episódicos, con intervalos de centenares de años en los que el movimiento es prácticamente nulo. La distinción entre cambios permanentes y episódicos es asunto de capital importancia en el debate actual sobre la velocidad de la evolución biológica: la clave estriba en discernir si la escala de tiempo geológico facilitada por las rocas que contienen fósiles es suficientemente precisa para resolver el problema de las diferencias planteadas en los modelos sobre la evolución de las especies que propugnan las teorías "gradualista" y de "equilibrio puntualista".

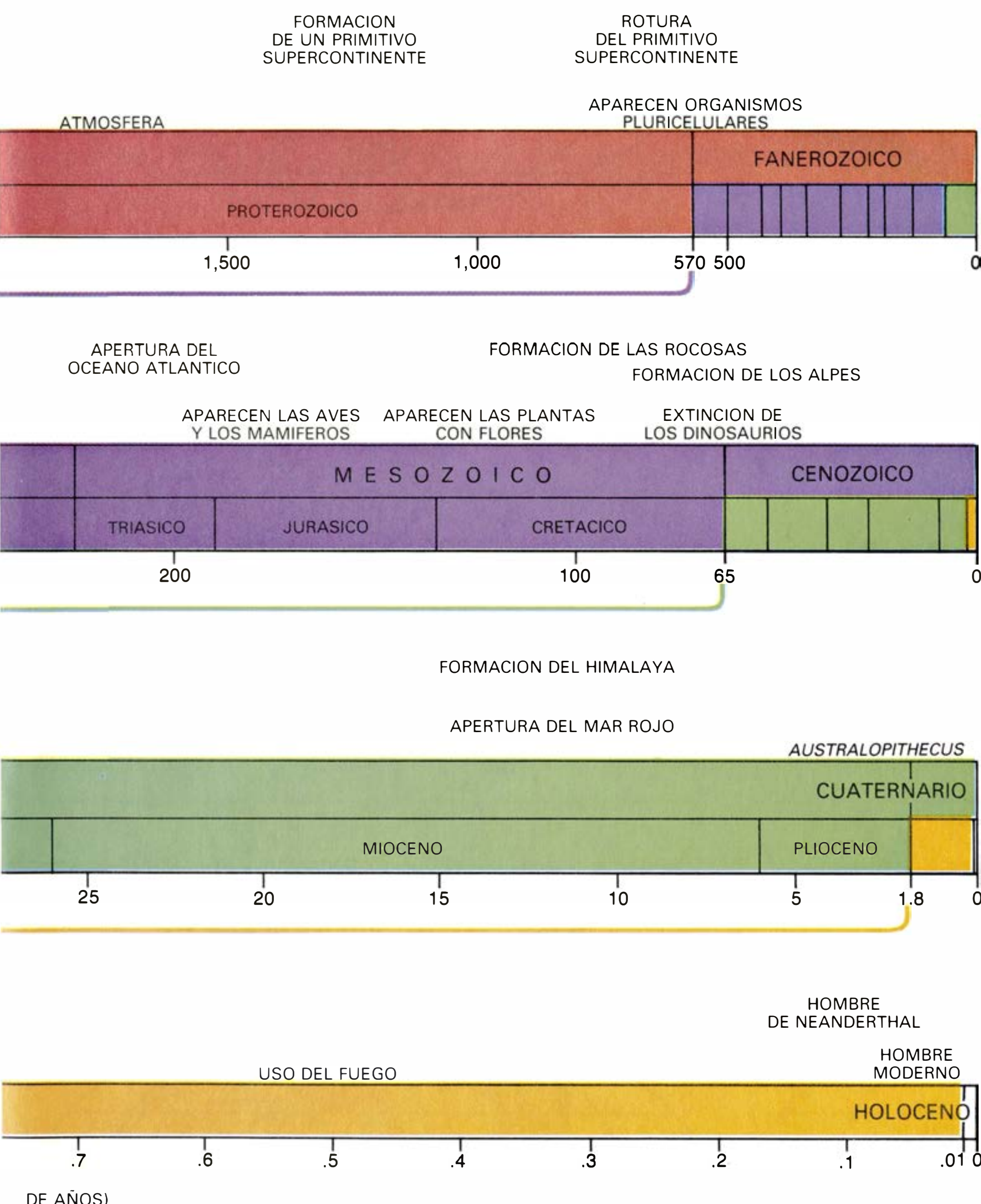
Generaciones enteras de geólogos se han fundado en un reloj biológico: la secuencia de fósiles que, a través de los cambios producidos por su evolución, señalan las divisiones principales de la historia geológica. Esta era la única alternativa en el siglo XIX; sin embargo, en el siglo XX se ha logrado calibrar este reloj biológico mediante otro medidor del tiempo: el reloj radiactivo, que se basa en los tiempos de desintegración de isótopos radiactivos de car-



2. ESCALA DEL TIEMPO GEOLOGICO, elaborada inicialmente por los naturalistas del siglo XIX, basándose sólo en muestras fósiles, y que ha sido recalibrada mediante las modernas técnicas de datación radiométrica. En esta ilustración, la línea superior muestra la totalidad del tiempo geológico, desde el origen de la Tierra, hace unos 4600 millones de años, hasta hoy. En la segunda línea se amplía el lapso de tiempo, comparativamente breve, del Fanerozoico, en el cual abundan, en los registros geológicos, los restos de organismos protegidos con caparazón. Las líneas sucesivas amplían dos segmentos de tiempo más cortos. Las tres eras del Fanerozoico (Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico) se dividen a su vez en 11 períodos. El período Terciario se divide

bono, uranio, potasio, rubidio y neodimio. Ahora bien, la escala de los sucesos datados por uno u otro sistema de reloj puede ser muy distinta, porque muy distinta es la naturaleza de los hechos datados. Trabajar con ambos relojes viene a ser como intentar encontrarse dos a una hora determinada, basándose uno en su propio pulso para contar los segundos y el otro disponiendo de un reloj que sólo tuviera la manecilla de las horas.

Los geólogos relacionan el movimiento aparente del Sol (al que llamamos tiempo diario) con el tiempo de procesos bastante rápidos: tiemo atmosférico, inundaciones, desprendimientos, erupciones volcánicas y terremotos. Para medir procesos extraordinariamente lentos, así la evolución de la atmósfera, se fundan sólo en la desintegración radiactiva. En medio de esos procesos se encuentra la escala del tiempo geológico, donde se inscribe el movimiento de los continentes, formación de las cordilleras, inversión del campo magnético terrestre, evolución de las especies fósiles y desarrollo de épocas glaciares. En esta escala intermedia de tiempo, el principal punto de referencia corresponde a las secuencias específicas de rocas que constituyen el registro más importante de la historia geológica.

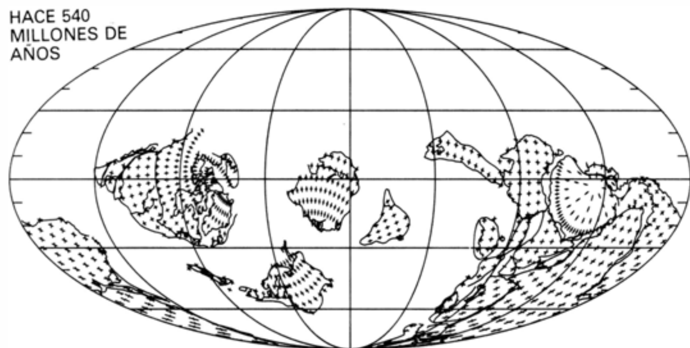


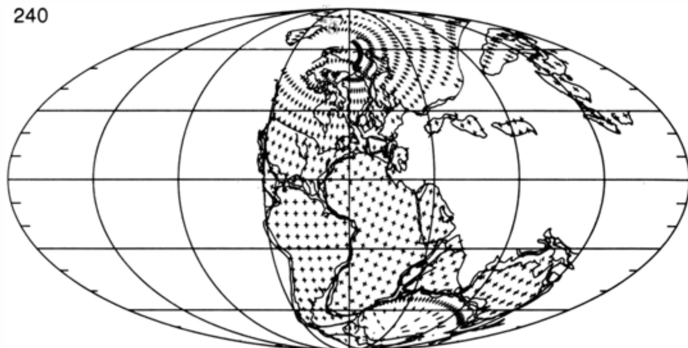
en cinco épocas (Paleoceno, Eoceno, Oligoceno, Mioceno y Plioceno); el período Cuaternario comprende las épocas Pleistoceno y Holoceno, la última de las cuales corresponde a la aparición del hombre moderno. La calibración del reloj geológico mediante dataciones radiactivas es una tarea abierta. Por ejemplo, de acuerdo con una revisión reciente, realizada por el grupo de geocronologistas franceses dirigido por G. S. Odin, las pruebas radiométricas situarían el inicio del Cámbrico entre hace 540 y 520 millones de años.

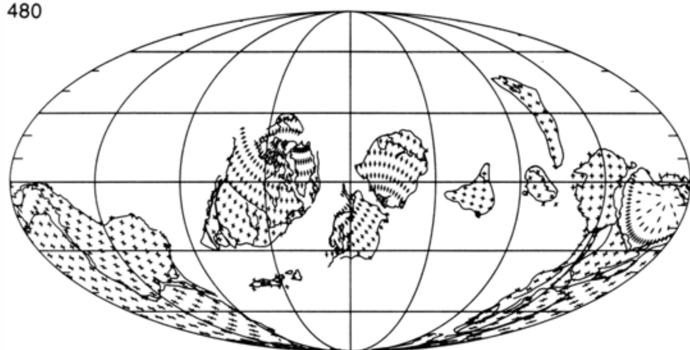
Al investigar la formación de meandros en un río recurriremos a los documentos históricos de antiguedad suficiente, información que completaremos con el estudio de los restos de terrazas prehistóricas. Pero si se trata de averiguar la evolución a largo plazo de un río, desde que comienza a encajarse en su lecho rocoso hasta que termina ensanchándose en una característica llanura de inundación, no existe más alternativa que consultar los registros geológicos. La elevación del nivel del mar a lo largo de los últimos 10.000 años, desde el retroceso de los glaciares, se manifiesta también en los registros geológicos, que, al propio tiempo, aportan también información sobre la velocidad de los cambios sufridos por los casquetes glaciares, sus relaciones con el océano y sobre una importante propiedad física del interior de la Tierra. Al retroceder los glaciares, se produjo una notable descarga de la corteza, que sufrió un levantamiento elástico, que se compensó por un flujo de materiales del manto hacia la parte levantada. La velocidad a que se produjo este fenómeno ha permitido determinar la viscosidad de esos materiales.

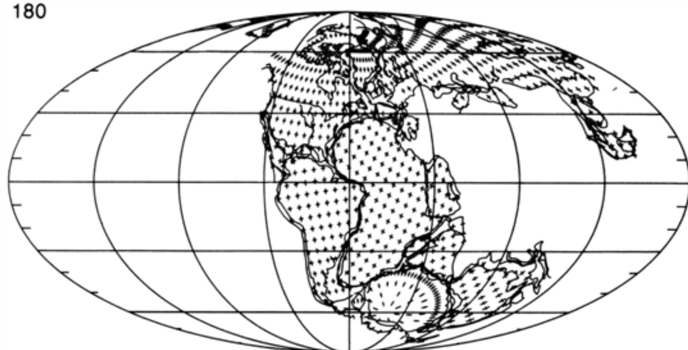
La historia de la Tierra no sólo se estudia por el placer que reporta. Pensemos, por ejemplo, en las razones económicas: se busca petróleo, gas, depósitos minerales y otros productos útiles que pudieron formarse en un momento y lugar determinados. Sin embargo, la simple curiosidad científica es lo que ha movido a muchos geólogos a querer conocer qué sucedió y cuándo sucedió. Se investiga la última época glaciar para conocer cómo será la próxima y para descubrir las plausibles condiciones de vida que rodearon a los primeros hombres. Por último, existen geólogos empeñados en la búsqueda de pruebas de que la historia de la Tierra no es una mera sucesión aleatoria de fenómenos, sino la representación a largo plazo de los ciclos de una máquina imponente.

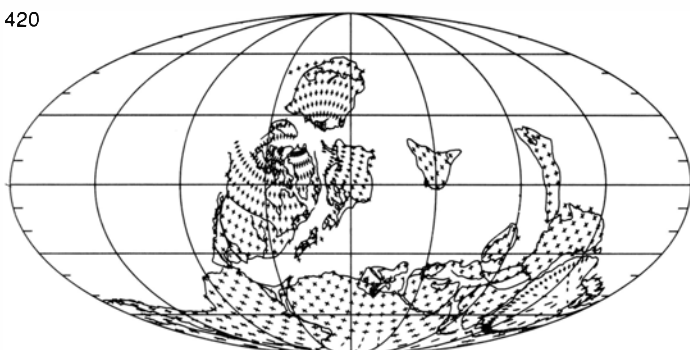
Si la historia de la Tierra es cíclica, ¿cuánto duran estos ciclos y cómo podemos rastrearlos? El ciclo hidrológico sirve de modelo del flujo cíclico de materiales entre distintas partes del planeta. Agua de una de las mayores reservas, la atmósfera, se precipita sobre el continente y el mar. Una parte de la lluvia se almacena temporalmente en el subsuelo y en lagos. El resto sigue distintos caminos hacia otra de las principales reservas, el mar. La evapora-

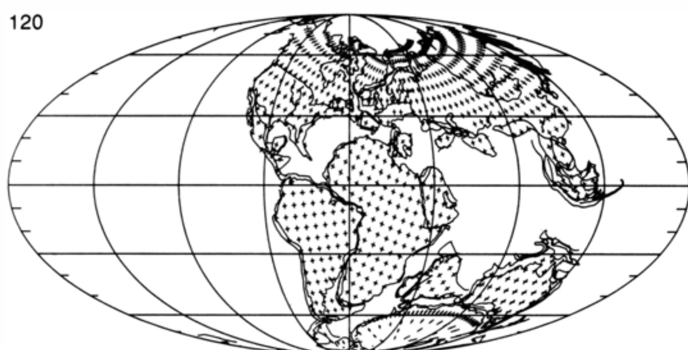

HACE 540
MILLONES DE
AÑOS

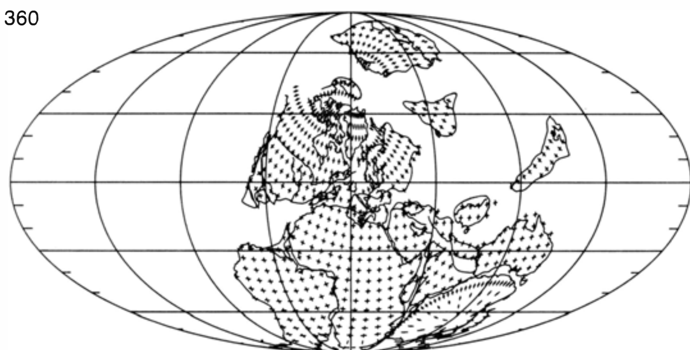

240


480

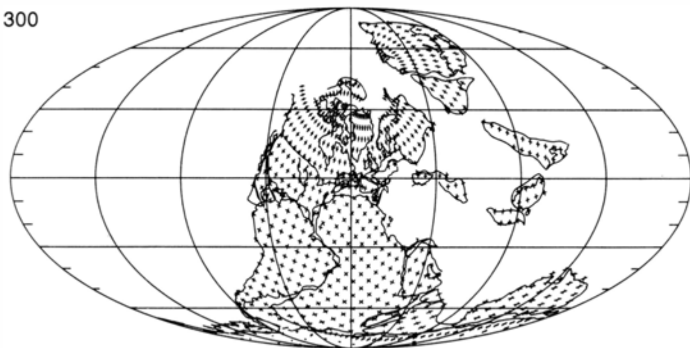

180


420


120


360


60


300


PRESENTE

ción, hacia la atmósfera, del agua del mar y de la tierra completa el ciclo.

El ciclo hidrológico es global. Así pues, sumando el agua de todos los cursos y depósitos mundiales calcularemos la cantidad total de agua del sistema y de sus partes principales. Soslayando el análisis de cada uno de los depósitos se elimina la heterogeneidad, a la vez que se descubre que el balance global se mantiene bastante estable de un año a otro. En otras palabras, existe siempre aproximadamente la misma cantidad de agua en la atmósfera, los océanos, los casquetes de hielo polar y los continentes. Ahora bien, para períodos de tiempo inferiores al año, el sistema quizá no resulte tan estable, y para intervalos de algunos años, el balance global puede variar entre los distintos depósitos. Las propias perturbaciones del sistema, sin embargo, ayudan a esclarecer el funcionamiento del ciclo. Las épocas glaciares representaron una de esas desviaciones del ciclo: el agua del océano se almacenó en forma de hielo en los glaciares, debiéndose reajustar adecuadamente los intercambios entre una y otra reserva; de ello resultó un drástico cambio del clima y un descenso del nivel del mar, que dejó al descubierto la mayor parte de las plataformas continentales. El debate inacabado sobre estas grandes perturbaciones se centra en las posibles causas de las desviaciones y en la velocidad a que debieron expandirse los casquetes de hielo o a la que se retrayeron cuando la Tierra retornó a su estado actual, un tanto alejado del glacial. Queda, por supuesto, hielo en los polos y en los glaciares de montaña, lo que nos impide tener pruebas directas de cuál sería el ciclo hidrológico en una Tierra completamente desprovista de hielo.

El movimiento del dióxido de carbono a través de la atmósfera, los océanos y los continentes ofrece una nueva oportunidad de seguimiento, a largo plazo, del flujo de un elemento químico desde una región hacia otra de la Tierra. El dióxido de carbono de la atmósfera lo toman las plantas en el proceso de fotosíntesis o las rocas en los procesos de meteorización. La fotosíntesis fabrica la cuota terrestre de carbono orgánico, mientras que la meteorización aporta el carbonato cálcico de las calizas, producto de primera importancia en la transformación de las rocas ígneas en sedimentos. El carbono se inmoviliza en los residuos vegetales y animales, así como en el carbonato cálcico de los caparazones de moluscos y otros organismos. A medida que estos materiales quedan enterrados, en forma de sedimentos, y se incorporan a la corteza terrestre, se va extrayendo carbono del depósito superficial. Al mismo tiempo, materiales orgánicos más antiguos y calizas se erosionan y meteorizan químicamente. Con la oxidación de la materia orgánica y la disolución del carbonato cálcico, el dióxido de carbono retorna al sistema dinámico, manteniéndose su balance.

De una manera similar podemos reconstruir los ciclos de los demás elementos, con sus isótopos. Conocida la velocidad con que los ríos aportan calcio disuelto a los océanos (aproximadamente 10^{13} moles por año) y la cantidad total de calcio del océano (unos 10^{19} moles), se calcula que un ion de calcio permanecerá en el océano aproximadamente un millón de años. Este es el tiempo medio que un ion de calcio tarda en combinarse con un grupo carbonado y desaparecer del depósito al entrar a formar parte de una caliza. El ion de calcio acabará enterrado, para, en última instancia, llegar quizás a formar parte de un silicato de una roca metamórfica. O tal vez se hunda hasta mayores profundidades, introduciéndose en el magma, que volverá a la superficie, en forma de roca ígnea, donde el ion de calcio será meteorizado, disuelto y devuelto al océano por un curso fluvial.

Tales ciclos químicos son distintas versiones del gran ciclo geológico que James Hutton, el fundador de la moderna geología, enunció hace unos doscientos años. En la versión original de Hutton las rocas se meteorizan y forman sedimentos, que luego se entierran en profundidad. Los sedimentos convertidos en rocas pueden sufrir más tarde un proceso de metamorfismo y/o fusión. Posteriormente se deforman y se levantan durante la génesis de las cordilleras, para sufrir de nuevo meteorización y reciclaje. A pesar de las muchas puntualizaciones y teorías que objetan el ciclo de Hutton, sus líneas básicas coinciden aún con la representación que dan los geólogos de una Tierra en constante cambio.

La corteza continental, archivo de los registros geológicos de los últimos 3800 millones de años, se halla también involucrada en su propio ciclo de destrucción y renovación. Cada año, unos 10^{16} gramos de productos sólidos y disueltos procedentes de la erosión de la superficie continental son arrastrados por los ríos, el viento y los glaciares. La mayor parte de los detritus sólidos se depositan en la plataforma continental, pero una buena parte se pierde en las cuencas oceánicas. El retorno se efectúa vía zonas de subducción, donde parte de los sedimentos marinos profundos se desgajan de la litosfera oceánica al hundirse ésta en el manto [véase "La corteza oceánica", por Jean Francheteau, en este mismo número]. Los sedimentos oceánicos, que se encuentran frente a los arcos insulares y a lo largo de los bordes continentales, en los que una fosa oceánica flanquea una masa continental, se reincorporan al continente, lo mismo que las rocas ígneas generadas en las zonas de subducción. De esta forma, las masas continentales permanecen estables a lo largo del tiempo geológico, a pesar de las frecuentes subidas y bajadas del nivel del mar, que periódicamente inundan o dejan al descubierto las plataformas continentales, e incluso la parte inferior de los mismos continentes. Los sedimentos y rocas ígneas que se incorporan al continente se sueldan a los mismos, principalmente en forma de cordilleras asociadas a los bordes de placa [véase "La corteza continental", por B. Clark Burchfield, más adelante]. Así pues, las cordilleras antiguas son restos de antiguos reciclajes de los continentes, instados por los movimientos de las placas litosféricas.

El reciclaje extiende su acción hasta el manto. Los materiales de la corteza se hunden a centenares de kilómetros de profundidad en las zonas de subducción, donde convergen las placas. A esas profundidades se mezclan con materiales que nunca han formado parte de la corteza y con otros que alcanzaron la corteza en épocas pasadas. Los geólogos comienzan ya a explicarse cómo se mezclan los materiales terrestres en las condiciones de alta temperatura y presión habituales en el interior. Los isótopos de rubidio y neodimio son los principales trazadores de estas mezclas, y a ellos debemos cuanto sabemos de la relación entre edad y mezcla [véase "El manto terrestre" por D. P. McKenzie]. Cuando se conozca el com-

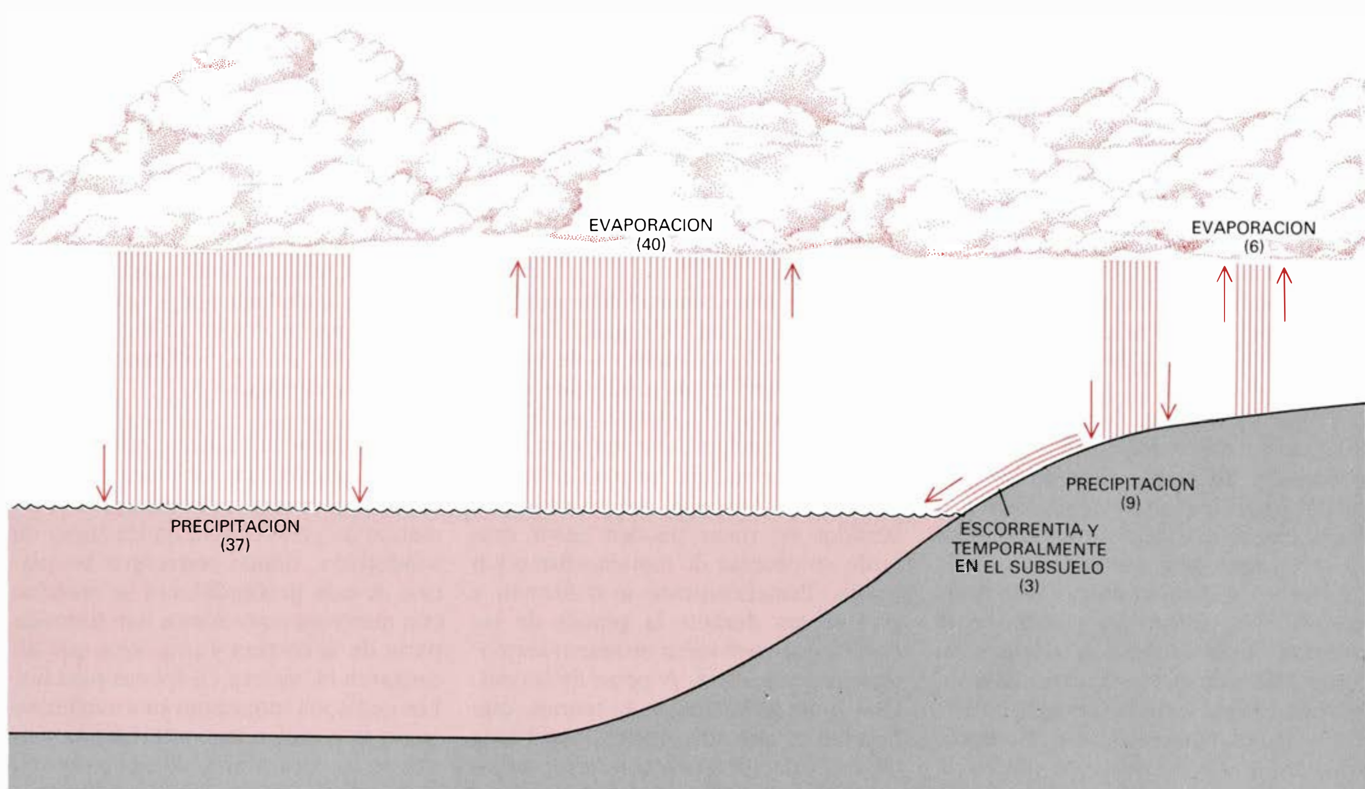
3. CAMBIOS DE LA FAZ DE LA TIERRA, ilustrados a intervalos de 60 millones de años, desde el Cámbrico hasta la actualidad, en los 10 mapas de la página siguiente, que se generaron por ordenador. La secuencia ilustra el ensamblaje y posterior rotura del supercontinente Pangea, los dos principales episodios de la deriva continental en la presente distribución de las masas continentales de nuestro planeta. Los mapas fueron confeccionados por Alfred M. Ziegler y Christopher S. Scotese, del Proyecto Paleogeográfico Atlas, de la Universidad de Chicago, quienes se apoyaron en datos paleomagnéticos.

portamiento del núcleo y del manto, a distintas escalas temporales, nos será posible determinar en qué medida entran ellos también en los engranajes de la gran maquinaria cíclica.

Si la máquina ha funcionado durante miles de millones de años, con algunas violentas perturbaciones, ¿cómo surgió? ¿Por qué estadios de equilibrio atravesó hasta alcanzar sus rasgos actuales? Estas son las preguntas que relacionan el fragmentario registro lítico de la historia primitiva de nuestro planeta, y de otros, con conclusiones a que llegan las teorías astronómicas sobre la formación de las estrellas y la evolución del sistema solar.

Aunque estamos todavía en una fase de refinamiento de las teorías sobre la formación del sistema solar a partir de una nebulosa de gas y polvo, comparten todas ellas la idea de que hace unos 4600 millones de años la Tierra alcanzó su tamaño actual por combinación de dos procesos: condensación de materia de la primitiva nebulosa solar y acreción de fragmentos y piezas de otros cuerpos planetarios próximos a ella. La historia temprana de la Tierra se caracterizó por la continua acreción y por una rápida elevación de la temperatura, resultante de la combinación de tres efectos: calentamiento a partir de los elementos radiactivos que abundaban en la primitiva materia condensada, calentamiento a partir del impacto de materiales que caían sobre la Tierra y calentamiento causado por la contracción del cuerpo planetario recién formado. Se cree hoy que el aumento de temperatura provocó la fusión generalizada y la diferenciación de la masa de la Tierra en núcleo, manto y corteza. Todas esas ideas, propuestas mucho antes de la exploración del sistema solar por naves espaciales, se han depurado a lo largo de los últimos años con los estudios de la Luna y otros planetas. Lo que resulta especialmente válido para la Luna, donde los astronautas recogieron muestras cuya historia quedó "congelada" en un estadio muy primitivo. La Luna, al carecer de atmósfera y océanos, no sufre meteorización química que pudiera obliterar las primeras generaciones de rocas que se formaron. Tampoco ofrece un entorno favorable al desarrollo de la vida, destacando así cuán importante fue para la maquinaria terrestre disponer de una envoltura fluida de gas y agua. Sin embargo, la composición del gas no era la actual. Nuestra atmósfera primitiva, carente de oxígeno, contenía gases reducidos, como metano y amoníaco [véase, más adelante, "La atmósfera", por Andrew P. Ingersoll].

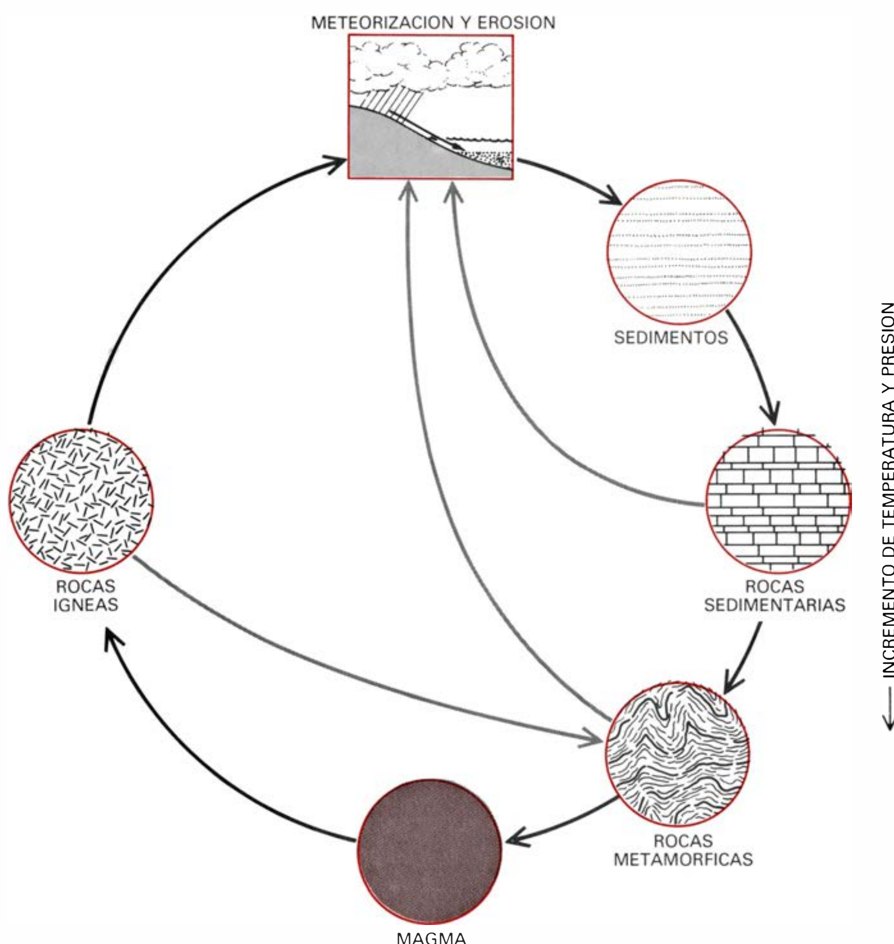
Debe recurrirse a la deducción para establecer cómo funcionó inicialmente la dinámica terrestre, pues no se han conservado montañas ni sedimentos que aporten ninguna muestra de los materiales que se produjeron. Las rocas más antiguas datadas por métodos radiactivos se formaron en parte hace unos 3800 millones de años, que es la edad del metamorfismo de presión y temperatura que presentan una serie de rocas originalmente sedimentarias del suroeste de Groenlandia. El registro demuestra claramente que los procesos geológicos fundamentales no diferían de los actuales. En estas rocas de Groenlandia pueden reconocerse, en sus formas metamórficas, formaciones ferruginosas y otros tipos de rocas sedimentarias, como areniscas y limos. Las rocas ígneas que se encuentran en el mismo sitio parece que se constituyeron a través del mismo proceso de fusión que puede observarse en la actualidad. La deformación de las cuales es



4. CICLO HIDROLOGICO, representado cuantitativamente en este diagrama, ejemplo del flujo cíclico de materiales entre distintas partes de la Tierra. Las cifras son múltiplos de una unidad básica, equivalente a 10.000 kilómetros cúbicos de agua por año. A pesar de ocasionales perturbaciones a corto o largo plazo, el balance global entre las principales reservas mundiales de agua –atmósfera, océanos, continentes y casquetes polares de hielo– es relativamente estable de un año para otro. Además de las cantidades indicadas en este gráfico, el agua llega también a la superficie de la Tierra a través de las erupciones volcánicas. Esos incrementos, relativamente pequeños, proceden de antigua agua superficial reciclada en el interior de la Tierra por su captura en las zonas de subducción, así como de agua "juvenil", es decir, parte del agua acumulada en el manto que no había llegado antes a la superficie.

también similar a las deformaciones que se produjeron en tiempos posteriores.

Hay algunas diferencias, sin embargo, entre estas rocas primitivas y otras más recientes. A pesar de la ausencia de fósiles en dichas rocas de Groenlandia (quizá por lo mucho que las alteró el metamorfismo), se han encontrado signos de vida primitiva en otras algo más jóvenes [véase en este número el artículo "La biosfera", por Preston Cloud]. Algunos de los basaltos encontrados en las rocas terrestres más antiguas presentan composiciones que reflejan temperaturas de fusión más altas, como si el ritmo al que aumentaba la temperatura con la profundidad de la tierra fuera mucho mayor que en la actualidad, lo que no debe sorprendernos si se tiene en cuenta la primitiva historia térmica. Además, 2500 millones de años atrás existieron pocas masas de rocas graníticas y sedimentos del tipo que se forman en las plataformas continentales de aguas someras.



5. CICLO LITOLOGICO, propuesto por Hutton hace casi 200 años, y que sigue constituyendo la base de la interpretación geológica de los cambios que ocurren en nuestro planeta. En la versión de Hutton, las rocas se meteorizan y se convierten en sedimentos, que quedan enterrados. Después de su enterramiento profundo, las rocas sufren un proceso de metamorfismo o de fusión, tras lo cual se deforman y levantan en las cordilleras. Tornan luego a atravesar procesos de meteorización y reciclaje. La teoría moderna de la tectónica de placas viene a ser, hasta cierto punto, una modificación del ciclo de Hutton.

Estas diferencias apuntan hacia una Tierra cuya temperatura interna era más elevada, cuya atmósfera y océanos eran deficitarios en oxígeno y cuyas masas terrestres se hallaban aisladas, formando pequeñas áreas, y no amplios continentes. A pesar de ello, en todo momento las composiciones medias de las rocas y sus semejanzas de un lugar a otro demuestran que el proceso de reciclaje funcionó con el ritmo y el modo que opera hoy. Indudablemente sufrió cambios graduales y existen registros de cambios episódicos bruscos. La primera glaciación de la Tierra, de la que quedan pruebas, se produjo a principios del Precámbrico. Un cambio más significativo del ciclo ocurrió hace unos 2500 millones de años, cuando parece que se asistió a un súbito aumento de la producción de granito y se formaron amplias plataformas continentales. Ya avanzado el Precámbrico, hará unos 1000 millones de años, el proceso empezó a desarrollarse por unos cauces mucho más próximos a los nuestros. Aumentó la cantidad de oxígeno de la atmósfera al crecer en número y eficacia los organismos fotosintéticos y se aceleró la marcha hacia formas de vida más complejas. A pesar de que la superficie de la Tierra estaba poblada únicamente por algas, hongos y bacterias, las rocas del Precámbrico se meteorizaron formando suelos y la formación de depósitos lacustres y fluviales tuvo lugar de modo muy semejante al actual; si bien la velocidad a que se formaron pudo ser menor. El interior del planeta debió asentarse de manera parecida a su estado presente y algunas regiones del manto empezaron a diferenciarse por fusión parcial, empobreciéndose en determinados elementos con respecto al conjunto del manto. Queda pendiente de resolver el problema de si la tectónica de placas era por entonces la principal forma de pérdida de calor. El magnetismo de las rocas antiguas evidencia la deriva de continentes y las inversiones de la polaridad del campo magnético terrestre, por lo que la dinamo que genera el campo magnético en el interior del núcleo debió hallarse en funcionamiento [véase "El núcleo terrestre", por Raymond Jeanloz, que es el artículo siguiente]. Quizá las placas eran demasiado delgadas para actuar como en la actualidad, o su tamaño medio era más pequeño. Nuestro conocimiento geológico del Precámbrico, demasiado fragmentario, no permite dar respuesta segura a todas esas cuestiones.

La mayoría de los geólogos que trabajaron en los dos últimos siglos habrían coincidido en que el mayor de todos los cambios correspondería al límite entre el Precámbrico y el Cámbrico, que señala el inicio del Fanerozoico: la parte "conocida" del registro geológico. Fue entonces cuando evolucionaron los organismos con conchas; sus fósiles permiten datar las rocas con mayor precisión y construir la escala estratigráfica del tiempo. Comparado con el Precámbrico, existen muchas más zonas donde estas rocas más jóvenes se hallan expuestas en forma no metamórfica, lo que facilita deducir el curso de la historia geológica a partir de ese instante. Este cambio, fechado hace unos 570 millones de años, resultó mucho más importante para la vida sobre el planeta que para la mayoría de las restantes piezas de la maquinaria, que por entonces había llegado ya a un estado de madurez. Las partes más afectadas por el desarrollo evolutivo de los organismos superiores fueron las situadas

en la superficie, donde se dejan sentir los efectos químicos de los procesos vivos. La atmósfera alcanzó aproximadamente su nivel actual de oxígeno, los depósitos de calizas comenzaron a llenarse de caparazones de los organismos marinos de aguas someras y los ciclos químicos del dióxido de carbono, del oxígeno, del fósforo y del nitrógeno pasaron, no sin brusquedad, a su estado actual.

Desde entonces, las velocidades de formación y cantidades globales de sedimentos controlados por organismos han estado determinadas por la evolución de éstos. Las plantas vasculares aparecieron hace unos 400 millones de años, extendiéndose por doquier los depósitos de carbón. Las plantas con flores evolucionaron hace unos 120 millones de años, mientras que las algas silíceas (diatomeas) y los foraminíferos pelágicos se desarrollaron hace unos 130 millones de años, empezando a formar los abundantes lodos silíceos y carbonatados del fondo oceánico. La mayor parte de la sedimentación biológica derivó hacia el mar abierto, conociéndose su evolución sólo en lo relativo a los últimos 150 millones de años. Los residuos más antiguos de la expansión del fondo oceánico han sido engullidos por las zonas de subducción y destruidos por metamorfismo o por fusión.

Basados en el funcionamiento actual de la Tierra, se infiere cómo será en tiempos futuros. En virtud de la continua disminución del aporte inicial de elementos radiactivos, bajará la temperatura del interior de la Tierra; la transferencia de calor por simple conducción sustituirá lentamente a la actual forma predominante de transferencia por convección. A medida que la Tierra se enfríe, las placas rígidas de la corteza exterior aumentarán de espesor y acabarán, probablemente, por inmobilizarse. Los "puntos calientes" donde se originan centros volcánicos se enfriarán y solidificarán. Sin fuerzas internas capaces de levantar cordilleras y desplazar los continentes, predominarán los procesos externos que actúan en la superficie, allanando la mayoría de los accidentes del relieve para formar planicies situadas ligeramente por encima del nivel del mar. Los sedimentos, procedentes de la erosión, se extenderán por la superficie de la tierra y el fondo de los océanos, sin interrupción por rocas profundas levantadas hasta la superficie. Un nuevo equilibrio de los elementos químicos basado en un sistema tectónico estático provocará un cambio de composición de la atmósfera y del mar, llegándose finalmente, cuando se haya igualado el terreno y cese la sedimentación, a un nuevo estadio de equilibrio basado casi exclusivamente en el balance entre fotosíntesis y respiración de los seres vivos.

Equilibrio y masa total de materia biológica que pueden variar significativamente. En efecto, las reservas de nutrientes del océano y la atmósfera sólo interactuarán con la delgada piel de la superficie terrestre. Basta esta somera descripción del futuro funcionamiento de la Tierra para mostrar hasta qué punto sus procesos son interdependientes con el interior. Sin embargo, nadie está seguro de cómo predecir cuantitativamente este tipo de perturbaciones, según demuestra la experiencia actual con el ciclo del dióxido de carbono.

Han transcurrido casi 100 años desde que Svante A. Arrhenius, el gran químico sueco, llamara la atención sobre los efectos del dióxido de carbono sobre el clima y su posible relación con las glaciaciones. De entonces acá muchos investigadores se han preocupado por el continuo aumento de dióxido de carbono en la atmósfera provocado por el consumo de combustibles fósiles. Puesto que las emisiones de dióxido de carbono han ido creciendo drásticamente a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, y, en otro orden, se ha avanzado en el conocimiento del ciclo del carbono, hemos llegado al punto en que comisiones gubernamentales y otras instancias nacionales se aprestan a determinar qué cambios climáticos pueden producirse y cuáles pueden ser sus efectos. Los cambios relativamente pequeños que el hombre ha introducido en la maquinaria terrestre pueden tener consecuencias insospechadas. Extenso es el planeta, pero puede bastar el comportamiento irresponsable de una sola de sus especies biológicas para alterar gravemente su equilibrio.

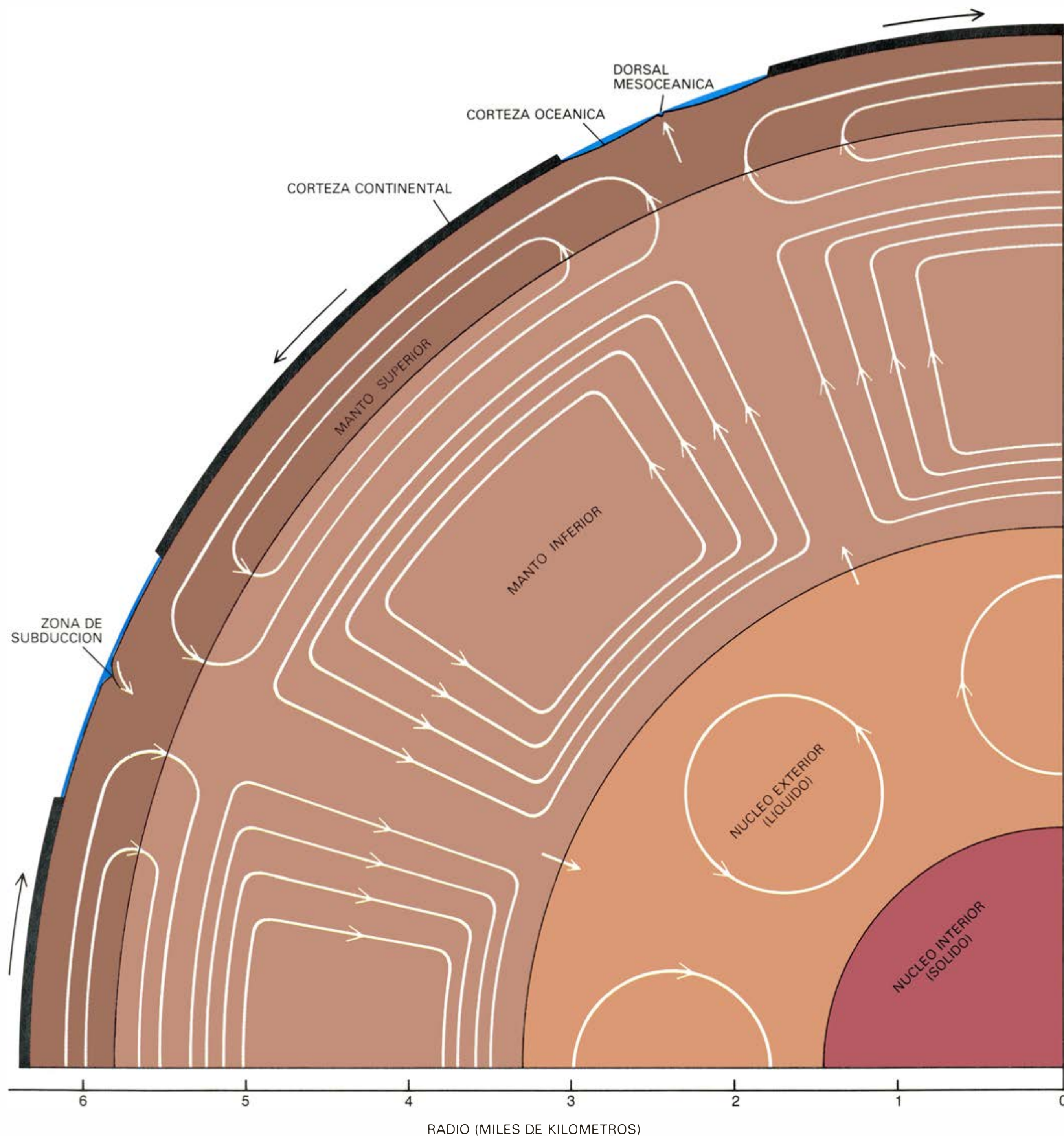
Para estimar la incidencia del aumento del dióxido de carbono en la atmósfera deben tomarse en consideración todos sus flujos y reservas. El hombre, mediante la extracción de carbón y petróleo, ha cambiado sólo un flujo, acelerando en varios órdenes de magnitud la velocidad de retorno del carbono a la superficie con respecto a la era preindustrial. Para predecir las consecuencias hemos de recorrer el sistema entero de cambios que se producen. Una mayor cantidad de dióxido de carbono puede producir un ligero aumento de la temperatura en virtud del efecto de "invernadero". Ello elevará la disolución de carbonato cálcico del océano y ejercerá cambios imperceptibles en el balance de meteorización y sedimentación de rocas carbonatadas y silícicas. El recalentamiento de la atmósfera fundirá parte del hielo de los polos y glaciares, subirá el nivel del mar y, muy probablemente, provocará una variación de los cinturones climáticos. El recuerdo de esa lista constituye un mero punto de arranque antes de ponderar las innumerables ramificaciones de un cambio en sólo una dirección del flujo del sistema. En tamaña complejidad hallamos la razón de que la estimación de los efectos definitivos resulte tan ardua.

La quema de los combustibles fósiles es sólo la más reciente de las perturbaciones de la maquinaria terrestre. La historia geológica, en cierto modo, constituye una sucesión de múltiples cambios pequeños del balance, locales unos, otros globales, que han caracterizado a un mecanismo que se distingue por funcionar con suavidad. Cuanto más de cerca se contempla un sistema complejo, más claramente pueden detectarse fluctuaciones en su funcionamiento. Entre los millares de fluctuaciones que generan el ruido de fondo –pequeñas variaciones del nivel del mar, de la velocidad de separación de los continentes y de la velocidad de erosión, entre otros– puede observarse la señal de grandes episodios, poco frecuentes y a menudo catastróficos. A finales del Mioceno, hace unos 11 millones de años, la convergencia de las placas Africana y Europea cerró la entrada del Mediterráneo. El mar se secó y se depositó una potente capa de evaporitas, principalmente sal y yeso. Poco después, los movimientos de las placas reabrieron la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo, y este volvió a llenarse de agua. Una inmensa catarata debió formarse durante cierto tiempo, cuando el agua del Atlántico llenó la cuenca mediterránea. A pesar de lo espectacular que debió ser para esa región, probablemente tuvo un efecto insignificante sobre el ciclo global; la cantidad de agua evaporada y de sal sustraídas al océano debieron ser irrelevantes comparadas con el inmenso volumen de agua.

En otro momento de la historia de la Tierra, la deposición de sal formó parte de un ciclo mucho más generalizado, familiar a todos los geólogos por su relación con la extinción masiva de

muchas especies biológicas y por la casi completa desaparición de los mares en los continentes. El final de la era Paleozoica, esto es, el límite entre el Pérmico y el Triásico, hace unos 225 millones de años, se caracterizó por el ensamblaje total del supercontinente Pangea, rodeado por el superocéano Pantalasa. Durante cerca de 200 millones de años, los movimientos de las placas fueron ensamblando gradualmente distintos fragmentos de continentes en una única masa continental. A lo largo de ese proceso, la evaporación de los estrechos golfos y bahías de los restos oceánicos que se cerraban y de las tierras áridas provocó la sustracción de grandes masas de sal de los océanos, disminuyendo significativamente el contenido de sal en el mar abierto y quizá variando su densidad, que controla la circulación.

Al unirse los continentes, su perímetro total se encogió. Los continentes se hallaban dominados por importantes cordilleras, que se formaron al colisionar unos continentes con otros durante



6. MOVIMIENTOS A GRAN ESCALA de las principales partes de la Tierra; se indican mediante flechas en este diagrama, forzosamente muy esquemático. Las corrientes de convección inducidas por el calor del núcleo exterior, fluido, producen un efecto de dinamo, responsable del campo geomagnético. Las corrientes de convección del manto superior provocan el movimiento de las placas tectónicas. El vulcanismo transporta material fundido hacia la superficie en las dorsales mesoceánicas, así como en otros lugares. El material sólido es devuelto hacia el interior del manto en las zonas de subducción. El grado de mezcla que se produce entre el manto superior y el manto inferior es aún objeto de debate; en este caso se ha optado por un modelo con corrientes de convección separadas. Las mezclas de materiales entre el manto inferior y el núcleo exterior pertenecen todavía al terreno de las hipótesis.

el ensamblaje. Puesto que los movimientos de las placas quedaron prácticamente restringidos a la corteza oceánica, las velocidades de expansión de las placas y de las dorsales medioceánicas disminuyeron, provocando el ensanchamiento de las cuencas oceánicas. Consecuencia de todos esos efectos fue la drástica disminución del área de las plataformas continentales, la caída de la población mundial de seres que habitaban aguas poco profundas y una mayor variabilidad de los regímenes climáticos. La Tierra sufrió otro período glacial y se sentaron las bases para una rápida evolución de nuevas especies y extinción de antiguas. Muchas aseveraciones de éstas se mueven en el terreno de las hipótesis, por escasear la información relativa a esas épocas. La mayor parte de los sedimentos depositados en el continente se han erosionado y los depositados en el mar han sido engullidos en las zonas de subducción.

Esta situación anómala acabó pronto, retornándose a las condiciones normales por propia inestabilidad del gran supercontinente. Empezó a escindirse en varias masas continentales, abriéndose los océanos Atlántico e Indico. Los mares cubrieron parte de los continentes, disolviendo los depósitos salinos y permitiendo de nuevo el desarrollo de la vida en las plataformas continentales. El episodio demuestra la capacidad del sistema para autoajustarse y volver a funcionar suavemente después de una brusca sacudida.

Las glaciaciones representan otro tipo de perturbaciones, que afectan principalmente a la superficie y los niveles someros de la Tierra. El planeta ha atravesado varias glaciaciones a lo largo de su historia: dos veces, por lo menos, durante el Precámbrico, una vez a principios del Paleozoico, otra a finales del mismo Paleozoico y en varias ocasiones a lo largo del Pleistoceno, que concluyó hace unos 10.000 años. Estos episodios bien pudo desencadenarlos la deriva continental, al situarse un continente sobre una de las regiones polares, provocando cambios en la circulación oceánica. Quizás exista también cierta relación con una oscilación más amplia de lo normal en el nivel de dióxido de carbono. En cada época glacial, las variaciones de la periodicidad de la órbita terrestre alrededor del Sol produjeron oscilaciones en el avance y retroceso del hielo. Estas oscilaciones, denominadas ciclos de Milankovitch, se consideran hoy responsables de los estadios glaciales e interglaciales de las épocas glaciales más recientes. Después de cada glaciación, la Tierra volvió a su estado preglacial, habiendo sufrido relativamente pocos cambios, dejando atrás unos pocos depósitos glaciares y surcos y estrías en las rocas por donde se infiltró el hielo.

A lo largo de los últimos años, los geólogos se han aprestado a evaluar las alteraciones del balance terrestre provocadas por causas extraterrestres. Se ha encontrado en diversos lugares, donde hace unos 65 millones de años se depositaron sedimentos durante la transición entre el Cretácico y el Terciario, una delgada capa de arcilla enriquecida en iridio. Luis W. Alvarez, Walter S. Alvarez, Frank Asaro y Helen V. Mitchel, de la Universidad de California en Berkeley, propusieron que la capa se debía al impacto de un gran cuerpo meteorítico. Entre las consecuencias que podrían haberse derivado de la colisión (con un cuerpo de un peso probablemente superior a 10^{18} gramos) podrían figurar la formación de nubes de polvo, que velaron la luz solar, enfriando súbitamente la atmósfera y el océano, la alteración de la composición química de la atmósfera y la deposición de un nivel de arcillas enriquecidas en ciertos metales raros, como el iridio. Tales cambios, se supone, provocaron la extinción de muchas especies vegetales y animales en el mar y de los dinosaurios en el continente.

Independientemente de la validez de esta hipótesis para explicar las asociaciones geoquímicas y biológicas en el límite entre el Cretácico y el Terciario, los geólogos aceptan que la colisión con cuerpos del tamaño de asteroides ha sido un dato reiterado e importante de la historia de la Tierra desde su formación, hace 4600 millones de años. Grandes impactos que podrían haberse repetido cada 100 millones de años, aproximadamente. La mayoría de ellos han dejado pocos rastros, tal es la eficacia del proceso erosivo en decenas escasas de millones de años; algunos abrieron profundas cicatrices circulares.

Con el conocimiento de las interconexiones del vasto y complejo sistema terrestre, los geólogos van trazando relaciones entre subsistemas y explorando otras. Los oceanógrafos recurren a la química, biología y geología marinas, esta última desde las dorsales mesoceánicas hasta los arcos insulares volcánicos, para describir el océano como un sistema global. Se trata, por otro lado, del único camino a seguir si se quiere desvelar las interacciones existentes entre el océano y el ciclo del carbono y el invernadero de dióxido de carbono [véase "El océano" por Wallace S. Broecker, más adelante]. Unidos a geólogos y paleontólogos están cartografiando la historia oceánica, en particular el período relativo a la última época glacial. Predecir cómo funciona la parte superficial del sistema, provista de energía por las radiaciones solares, es cometido de geólogos, oceanógrafos, climatólogos y biólogos. La fiabilidad de esas predicciones depende del diseño de modelos del sistema que sean más sensibles e incluyan un mayor número de factores, así como de la posibilidad de comprobarlos con la observación. Los geofísicos que trabajan en la dinámica del motor térmico interior se empeñan en la correlación de su estructura y constitución, tal como la ponen de manifiesto las ondas sísmicas, con su constitución química y mineralógica, deducida de los experimentos de laboratorio sobre rocas a altas temperaturas y presiones. Los estudios sobre las relaciones isotópicas de las rocas formadas en el interior y arrastradas hasta la superficie proporcionan información acerca de los mecanismos de mezcla que operan en el manto. Las investigaciones centradas en la dinámica de convección en sólidos deformados plásticamente a alta presión deducen la evolución posible de los procesos de mezcla. El núcleo, manto y corteza ya no se contemplan cual dominios aislados, sino como partes interactivas de un amplio sistema, cuyas propiedades y dinámica modelan los geofísicos, geoquímicos y petrólogos.

Los geólogos han reconocido desde hace tiempo las manifestaciones exteriores de los procesos internos del planeta, a través del vulcanismo, orogénesis, flujos de calor y geomagnetismo. Empiezan ya a comprender cómo la meteorización química y la diferenciación de los materiales del interior, a medida que llegan a la superficie, tornan a reaccionar en el interior conforme el material alterado se hunde en el manto por la subducción. Hay pues un acoplamiento de la máquina de superficie con la del interior. La progresiva conexión de los distintos subsistemas del planeta nos irá acercando a la imagen que tenemos de un organismo evolucionado: un sistema complejo, que no cabe reducir a un esquema simplificado de fuerzas elementales o grandes masas, pues en él reina una maravillosa y rica diversidad, que se nos ofrece directamente en la superficie e intuimos en su interior.



El núcleo terrestre

Pruebas indirectas indican que es una aleación de hierro, sólido en la parte central y líquido en el resto. El campo magnético se genera por el turbulento movimiento helicoidal del líquido

Raymond Jeanloz

A muchos sorprenderá que uno de los grandes espectáculos de la naturaleza terrestre, la luz de la aurora resplandeciendo en el cielo nocturno, nos hable de la constitución del recóndito y enigmático núcleo. La causa última de la aurora es la interacción entre el campo magnético generado en el núcleo y el "viento" de partículas cargadas eléctricamente emitidas desde el Sol. El núcleo también tiene mucho que contarnos sobre la formación de la Tierra y su historia geológica. Pruebas hay de que sigue influyendo en la distribución de la temperatura del manto suprayacente, con lo que, indirectamente, regiría los procesos geológicos superficiales a gran escala. La composición del núcleo constituye una pieza fundamental en cualquier modelo de la estructura química de la Tierra.

La naturaleza actual del núcleo se nos revela a través de los datos sismológicos, es decir, de la información recopilada por el estudio de las ondas acústicas generadas por los terremotos. Así sabemos que se extiende desde una profundidad de unos 2900 kilómetros hasta el centro de la Tierra, a 6370 kilómetros. Muestran también esos datos que el núcleo interno es sólido, con un radio de unos 1200 kilómetros, y que el núcleo externo es líquido. Trataremos más adelante sus respectivas composiciones.

A tamañas profundidades reinan unas condiciones extremas. La presión alcanza de 1,3 a 3,5 millones de atmósferas, es decir, de 1,3 a 3,5 millones de veces la presión atmosférica de la superficie terrestre. Y se calcula que las temperaturas van de los 4000 a los 5000 grados Celsius.

Los datos más directos relativos a la historia pasada del núcleo proceden del estudio del antiguo campo magnético de la Tierra. En este sentido, la magnetización de algunas de las rocas más antiguas indica que, cualquiera que fuese el proceso que generaba el campo magnético en el núcleo, operaba ya 3500 millones de años atrás. Los estudiosos del tema están aún lejos de conocer hasta sus últimos detalles el campo magnético terrestre: cómo se genera, cuándo empezó y qué evolución ha seguido. Pero se empieza a vislumbrar cómo pudo formarse y evolucionar el núcleo y de qué manera han influido esos procesos en el curso geológico de la Tierra.

El campo magnético terrestre suele describirse como un dipolo: se le compara con el campo que podría generar una barra magnética situada en el centro de la Tierra, con las líneas de fuerza cursando del polo sur magnético al polo norte a modo de bucle. La verdad es que semejante explicación es muy pobre, ya que el campo magnético sólo se porta como tal dipolo en las inmediaciones de la superficie de la Tierra, donde mejor puede estudiarse.

En la magnetosfera, las líneas de fuerza del campo magnético aparecen fuertemente distorsionadas por el viento solar; se aplastan contra la Tierra en el lado enfrentado al Sol y se diluyen por el espacio en el lado oscuro del planeta. Análogamente, todos los modelos de la fuente del campo magnético muestran líneas de campo perturbadas en el núcleo. No obstante, vale la pena recordar que cerca del 90 por ciento del campo observado ahora en la superficie es dipolar. El resto constituye una disposición más compleja de las líneas de campo, que se ajusta a una descripción que contemple varios polos, y no sólo los dos que explican la mayor parte del campo actual.

Desde la labor introductoria de Walter M. Elsasser, de la Universidad Johns Hopkins, Edward C. Bullard, de la Universidad de Cambridge, y otros, se ha venido sosteniendo que el campo magnético terrestre nacía en un proceso magnetohidrodinámico desarrollado en el núcleo externo líquido de la Tierra. A grandes rasgos, el proceso supone la convección de un fluido conductor de electricidad; el núcleo actúa entonces como una dinamo que mantiene y regenera el campo magnético. En concreto, cuando las líneas de campo dirigidas hacia el centro de la Tierra (líneas polares) penetran en el núcleo externo, se separan de la dirección del eje de rotación. Probablemente, la rotación del núcleo interno sólido tiende a enmarañar las líneas de campo en torno al eje de la Tierra, produciendo una componente toroidal. Se cree, además, que las líneas de campo se contorsionan por culpa de los movimientos ciclónicos de pequeña escala, resultantes de la rotación del núcleo con el resto de la Tierra. Dichos movimientos ciclónicos adquieren una configuración análoga a la de los huracanes que se producen en la atmósfera. Aunque las contorsiones de las líneas del campo magnético desempeñan un papel primordial en las actuales teorías de la dinamo, no se conoce ni su origen exacto ni los pormenores

1. MAGNETISMO DE LA TIERRA, reflejado en estas imágenes de la aurora elaboradas a partir de datos transmitidos por el satélite *Dynamics Explorer 1*. La aurora es el círculo inferior derecho de cada imagen. Se crea cuando las partículas cargadas eléctricamente del "viento" de la atmósfera solar en expansión quedan atrapadas en el campo magnético terrestre. Al penetrar en la atmósfera, siguiendo las líneas de fuerza que descienden hacia los polos magnéticos, las partículas del viento solar interaccionan con las moléculas atmosféricas y producen la luz de la aurora (detectada aquí en las longitudes de onda correspondientes al ultravioleta). La superficie brillante, arriba a la izquierda de cada imagen, corresponde al lado de la Tierra iluminado por el Sol. Cada imagen representa los datos recibidos en un período de 12 minutos. Las imágenes muestran una configuración de la aurora hasta ahora desconocida, en la que el área circular de emisión aparece cruzada por una franja rectilínea; es la configuración llamada aurora *theta*, debido a su semejanza con esta letra griega. Las imágenes se obtuvieron con el instrumental de imágenes aurorales de la Universidad de Iowa. Se publican aquí por cortesía de Louis A. Frank.

de su morfología. Vale la pena poner de relieve que, sin el proceso de dinamo, el campo magnético se agotaría en el plazo de 10.000 años, si no antes. Por consiguiente, el campo debe mantenerse o regenerarse continuamente por el movimiento de los fluidos.

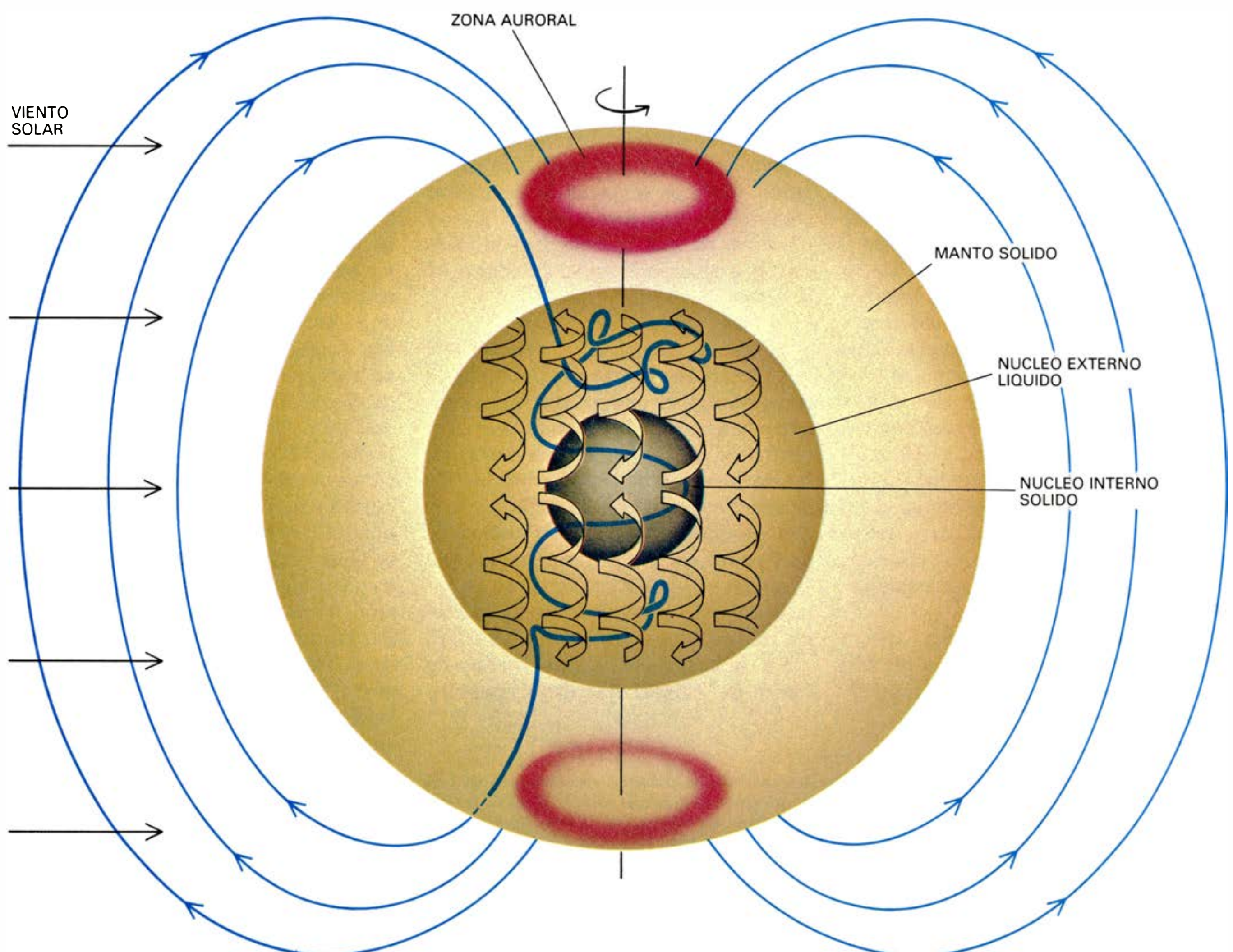
Para una cabal comprensión de la naturaleza del campo magnético en el interior del núcleo se impone conocer el modelo de flujo convectivo del líquido. El problema está en que el campo magnético puede modificar significativamente el flujo que lo generó; de ahí que nadie haya resuelto todavía los movimientos de fluidos del núcleo externo.

Un punto de partida lógico sería comenzar abordando el movimiento plausible del flujo en la hipótesis de que no hubiese campo magnético. Los trabajos teóricos y experimentales de Friedrich H. Busse y sus colegas, de la Universidad de California en Los Angeles, quizá nos den respuesta a esa cuestión puramente hidrodinámica. Consideran que tanto la presencia de un núcleo interno sólido como la rotación de la Tierra son condicionantes principales del patrón de flujo del núcleo externo líquido. En la situación juzgada apropiada para el núcleo terrestre, el patrón de flujo adquiere la forma de rodillos helicoidales. Puede suponerse que si la presencia del campo magnético no altera profundamente esta configuración, los rodillos estarán en íntima asociación con la contorsión de las líneas de campo requerida por la dinamo.

La magnetización retenida en rocas de diferentes edades ha sido estudiada por M. W. McElhinny y sus colegas, de la Universidad Nacional de Australia, entre otros. En su opinión, existe un campo magnético de intensidad aproximadamente igual a la del actual desde hace por lo menos 2500 millones de años, y, probablemente, desde hace 3500. (La última determinación se hizo basándose en unas pocas muestras.) Aunque faltan datos de una fracción importante de la historia de la Tierra, puesto que el planeta tiene 4600 millones de años de edad, parece que la geodinamo no tardó mucho tiempo en ponerse en marcha.

Que la presencia de un núcleo interno parezca tener importancia en el proceso generador del campo magnético lleva a concluir que esa zona sólida del centro de la Tierra existe desde hace por lo menos 3500 millones de años. Aunque el núcleo interno creciera o disminuyera desde entonces, no hay razón para deducir que la disposición general del flujo en el núcleo externo haya cambiado sustancialmente en el transcurso del tiempo geológico. En otras palabras, las pruebas magnéticas indican que la estructura básica compuesta de un núcleo externo líquido rodeando al núcleo interno sólido ha persistido durante tres cuartas partes de la historia de la Tierra, por lo menos.

Nuestro conocimiento de la dinamo geomagnética y del patrón de flujo convectivo del núcleo ha experimentado un sensible progreso a lo largo de los últimos años. Y cabe esperar que el tra-



2. SE GENERA EL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE por una dinamo situada en el núcleo. Aunque se ignoran los pormenores de su funcionamiento, en el modelo representado se supone que el líquido metálico conductor eléctrico del núcleo fluye en rodillos con movimiento helicoidal. Las líneas de fuerza del campo magnético podrían abrirse paso a través de los rodillos; aquí se ha dibujado solamente una de las líneas: el trazo grueso norte-sur.

bajo teórico y experimental en curso rinda importante información nueva. Aunque quedan todavía varios aspectos del problema que escapan a nuestra comprensión.

Un buen ejemplo de ello es la inversión del campo magnético. Se ha producido cientos de veces, si no miles, en la historia geológica. En una inversión, el polo norte magnético deja de apuntar hacia el norte geográfico para mirar al sur (o viceversa). Las inversiones no son algo exclusivo de la Tierra; también se dan en el Sol e incluso en las dinamos de laboratorio, presumiblemente en respuesta a la naturaleza caótica de los procesos magnetohidrodinámicos. En la práctica, las frecuentes y aparentemente aleatorias inversiones geomagnéticas han proporcionado un reloj sumamente útil para datar los acontecimientos geológicos. A las inversiones magnéticas registradas en las rocas del fondo oceánico debemos una de las pruebas más sólidas de la teoría de la tectónica de placas.

La alta calidad de los datos recabados recientemente ha permitido trazar la secuencia pormenorizada del campo magnético. Aparentemente, el polo magnético sigue un trazado tortuoso por la superficie de la Tierra. Está claro, no obstante, que el campo magnético puede invertirse completamente en pocos miles de años.

Se han propuesto algunos modelos para simular el aspecto del campo durante una inversión. Uno de ellos, por ejemplo, sostiene que los dos polos magnéticos, norte y sur, siguen una línea situada a longitud constante; el polo cruzaría cualquier localidad de muestreo de la superficie de la Tierra. Podemos imaginar el polo desplazándose por una banda que rodea la superficie en una dirección norte-sur. Pero los datos disponibles hasta ahora no apoyan esa hipótesis.

Una de las mayores dificultades que ofrece la concepción de modelos del campo magnético en su inversión está en que, durante el proceso, la intensidad absoluta del campo se reduce hasta cerca de un 10 por ciento de su valor normal [*véase la figura 3*]. En la actualidad, el campo magnético es bipolar en un 90 por ciento; el resto, multipolar. Nadie sabe con certeza qué fracción del campo es bipolar mientras se produce una inversión. Para deducir la situación de los polos expresada en la ilustración es necesario asumir que el campo era bipolar durante la inversión representada. Cabe, sin embargo, que, durante la inversión, aparecieran varios polos magnéticos coetáneos. Si su intensidad fluctuaba, quizá dieran origen a la trayectoria errática que recoge la figura. Esa posibilidad únicamente puede investigarse estudiando la misma inversión en varias localidades diferentes.

Las inversiones parecen ser algo más que una pasiva agonía y un renacer del campo, porque acontecen en una escala de tiempo mucho más breve que el tiempo necesario para que el campo se regenere. ¿Se han producido las inversiones por turbulencia o por desplazamientos del patrón del flujo del núcleo externo? Nadie ha encontrado respuesta a la pregunta. Es bastante probable que la dinamo sea autoinversible, es decir, que la inversión se inicie internamente, sin incitación exterior.

Sea cual fuere el mecanismo inductor, se empieza a valorar uno de los efectos de las inversiones. La joven y floreciente disciplina del biomagnetismo ha descubierto organismos complejos que sintetizan componentes magnéticos; su comportamiento podría resultar afectado por los cambios del campo magnético terrestre. Es lícito, pues, especular si las inversiones desempeñan algún papel en la evolución biológica.

El registro geológico del campo magnético de la Tierra nos informa de la naturaleza del núcleo en el pasado. Para avanzar en la comprensión del núcleo, hemos de considerar los datos disponibles relativos a su naturaleza actual. La única información detallada y directa proviene de los estudios sismológicos, que suministran valores de densidad del material y la velocidad y atenuación del sonido en la Tierra en función de la profundidad. "Sonido" se emplea aquí en un sentido lato, para indicar las ondas mecánicas producidas por terremotos (o por grandes explosiones provocadas por el hombre) que se propagan a través del globo y alrededor del mismo. Tales ondas son de frecuencia baja comparadas con el sonido audible: de unos 10^{-4} o 10 hertz, o ciclos por segundo; esto es, su tono es de 100 a un millón de veces más grave que el La de afinación. A partir de estos datos se calcula la presión a cada profundidad. Además, pueden distinguirse las zonas líquidas y las sólidas porque los líquidos transmiten únicamente ondas de compresión (ondas cuyo movimiento es hacia atrás y hacia delante, en la misma dirección de propagación), mientras que los sólidos transmiten a la vez ondas de compresión y de cizalla (ondas cuyo movimiento es perpendicular a su dirección de propagación).

La estructura básica de la Tierra implica una tosca y fuerte limitación de la temperatura profunda. Evidentemente, la geoterma (la temperatura media en función de la profundidad) está por debajo del punto de fusión en el núcleo interno y en el manto, puesto que ambos son sólidos; está por encima del punto de fusión en el núcleo externo.

Suele tomarse este argumento en favor de la hipótesis según la cual el núcleo interno es material solidificado del núcleo externo. Hipótesis plausible que no contradice ningún dato hasta ahora disponible. Sin embargo, nadie ha demostrado todavía que el núcleo interno y el núcleo externo estén en equilibrio químico, como se infiere de tal supuesto. En realidad, el núcleo interno puede estar en desequilibrio químico con el núcleo externo, que, a su vez (y así se acepta a menudo), puede estar en desequilibrio con el manto. En otras palabras, la composición del núcleo interno quizá no guarde ninguna vía directa de relación con la composición del núcleo externo.

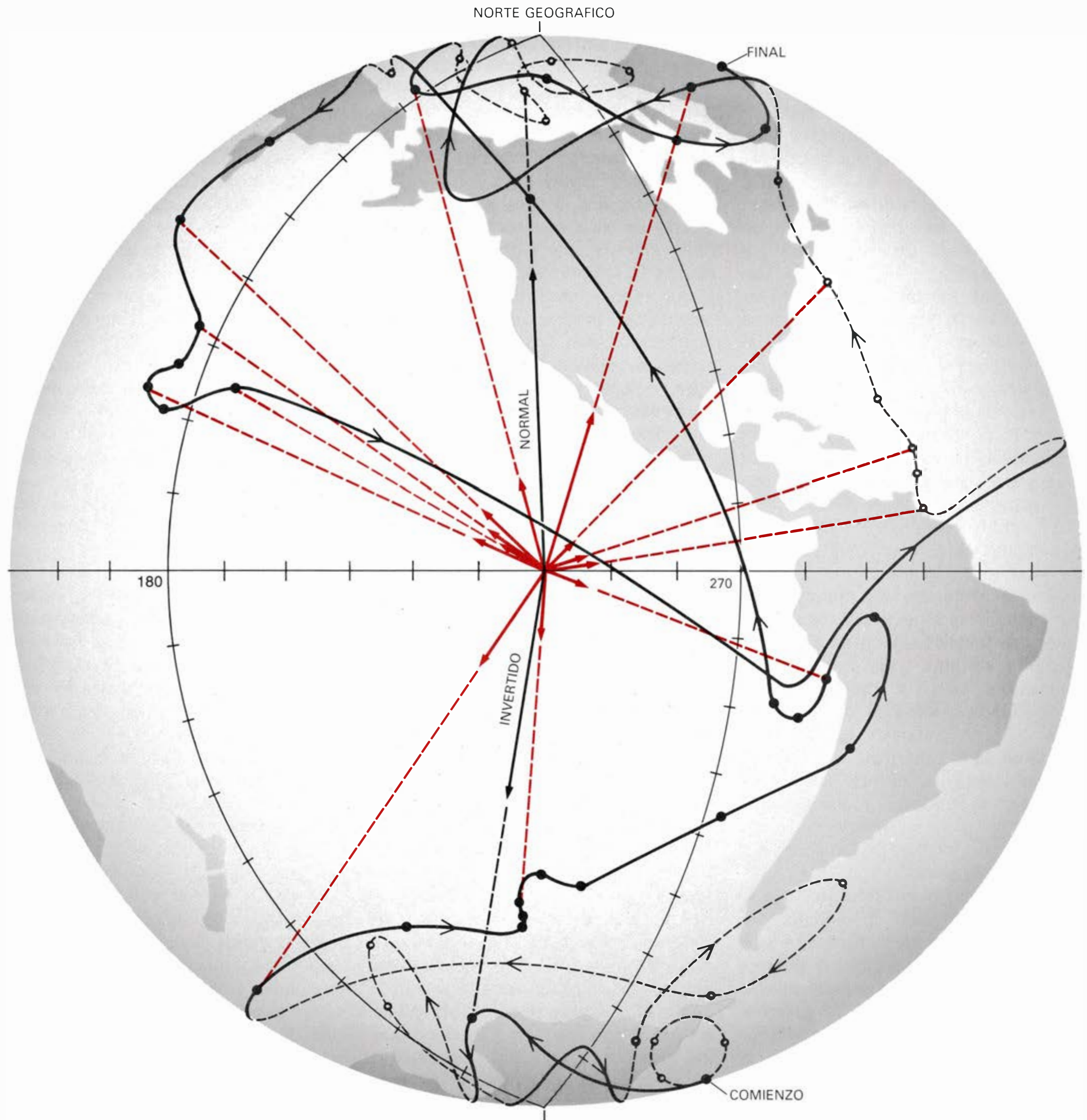
Si el núcleo interno se formó (o se está formando todavía) por cristalización de núcleo externo líquido, su interfase debe situarse en el intervalo de temperatura de fusión-solidificación del material del núcleo, a una presión de 3,25 millones de atmósferas para el tamaño actual del núcleo interno. Por ejemplo, el núcleo interno sería de hierro puro cristalizado a partir de la aleación líquida del núcleo externo. La temperatura en el límite entre núcleo interno y externo se hallaría delimitada aun cuando el núcleo externo estuviese calentándose y, por tanto, desarrollándose con la fusión del núcleo interno sólido. En cualquier caso, puede esperarse la existencia de una zona de fusión parcial entre el núcleo interno y el externo, porque sólo los sistemas químicos más simples funden a una temperatura bien definida, es decir, empiezan a fundir y a solidificar a la misma temperatura.

Se supone que el núcleo constituye una aleación compleja, que funde, pues, a varias temperaturas. En ese sentido son muy interesantes los recientes estudios sismológicos realizados por V. F. Cormier, del Instituto de Tecnología de Massachusetts, y G. L. Choy, del Servicio Geológico de los Estados Unidos, que han obtenido pruebas de la existencia de una zona "blanda" de velocidad reducida y notable atenuación de las ondas sísmicas en algunos centenares de metros de la parte superior del núcleo interno. Sus conclusiones carecen de suficiente base, habida cuenta de las grandes dificultades inherentes a la solución de ciertos puntos: las propiedades físicas de las proximi-

dades del centro de la Tierra, por ejemplo. Sin embargo, podría tratarse de una zona anómala parecida a la que que cabe esperar de una mezcla de líquido y cristales, lo que indicaría que el techo del núcleo interno está justo en el punto de fusión. Si se conociera la composición del núcleo, una determinación experimental del punto de fusión a las presiones del núcleo establecería, inequívocamente, la temperatura cerca del centro de la Tierra.

Puede admitirse también que la temperatura no ha variado lo suficiente para fundir (o solidificar) enteramente el núcleo desde hace 2500 o 3500 millones de años. La deducción se basa en que el registro del campo magnético terrestre indica que el núcleo interno y el externo existía ya por lo menos entonces.

Suele considerarse que el núcleo está formado esencialmente de hierro. Interpretación acorde con los datos sismológicos, pero pueden invocarse otras dos series de pruebas para reforzar tal conclusión. La primera es que, para que la geodinamo funcione y genere el



3. INVERSION DEL CAMPO MAGNETICO, que informa de la actividad de la dinamo del núcleo. Se representa aquí, a partir de los datos del magnetismo registrado en una secuencia de coladas de lava de Steens Mountain, Oregón, una inversión del campo magnético terrestre que tuvo lugar hace 15 millones de años. El cambio fue de inverso a normal, considerando normal la situación en que el norte magnético y el geográfico apuntan en el mismo sentido. El polo norte magnético describe una trayectoria convolucionada, registrada aquí para un período de 15.000 años; cada círculo negro representa una medición individual de la posición del polo. Las flechas de color indican la dirección e intensidad del campo magnético en intervalos de aproximadamente 500 años. Durante la inversión, el campo magnético no presentaba necesariamente dos polos, como ocurre ahora, por lo que los polos señalados responden sólo a una visión esquemática. El trazado errático del polo puede ser el resultado de variaciones en el dipolo y componentes no dipolares del campo o bien cambios de orientación en la dirección principal del campo. Los datos en que se basa el trazado de la inversión proceden de Robert S. Coe, de la Universidad de California, M. Prévot, de la Universidad de París, y E. A. Mankinen y Charles S. Grommé, del Servicio Geológico de los Estados Unidos.

campo magnético, el núcleo ha de ser metálico (es decir, conductor eléctrico). La segunda, que ningún otro elemento que presente las propiedades observadas en el núcleo abunda, en el cosmos, en cantidad suficiente para erigirlo en candidato alternativo.

La Tierra muestra, por tanto, una clara división en una zona rica en hierro (el núcleo) y una zona de silicatos (el manto y la corteza). Los silicatos son compuestos complejos de silicio y oxígeno que forman las rocas; las dos zonas recuerdan, pues, las dos grandes clases de meteoritos: férricos y pétreos. Aparte de ésta, no hay pruebas de mayor analogía entre el núcleo terrestre y la naturaleza de los meteoritos. Ni es posible que el núcleo esté formado de hierro o de la aleación níquel-hierro que comúnmente se observa en los meteoritos férricos. De la comparación entre la densidad de las aleaciones de hierro a alta presión y la densidad del núcleo se deduce la presencia de una pequeña proporción de componentes menos densos que el hierro: azufre, oxígeno o silicio.

No hay un criterio unánime en lo concerniente a la composición del núcleo, salvo en el predominio indiscutible del hierro. Lo que, en parte, se debe a que las principales propiedades físicas, tales como las densidades calculadas y las velocidades sísmicas del interior, no pueden explotarse para determinar la composición química exacta del núcleo. Es más, una pequeña cantidad de los múltiples elementos aleables que se han propuesto basta para igualar las propiedades observadas en el núcleo. (Los valores típicos se sitúan en torno al 8 o 10 por ciento.) Es muy posible –probable, afirman muchos investigadores– que la aleación del núcleo contenga bastantes componentes más.

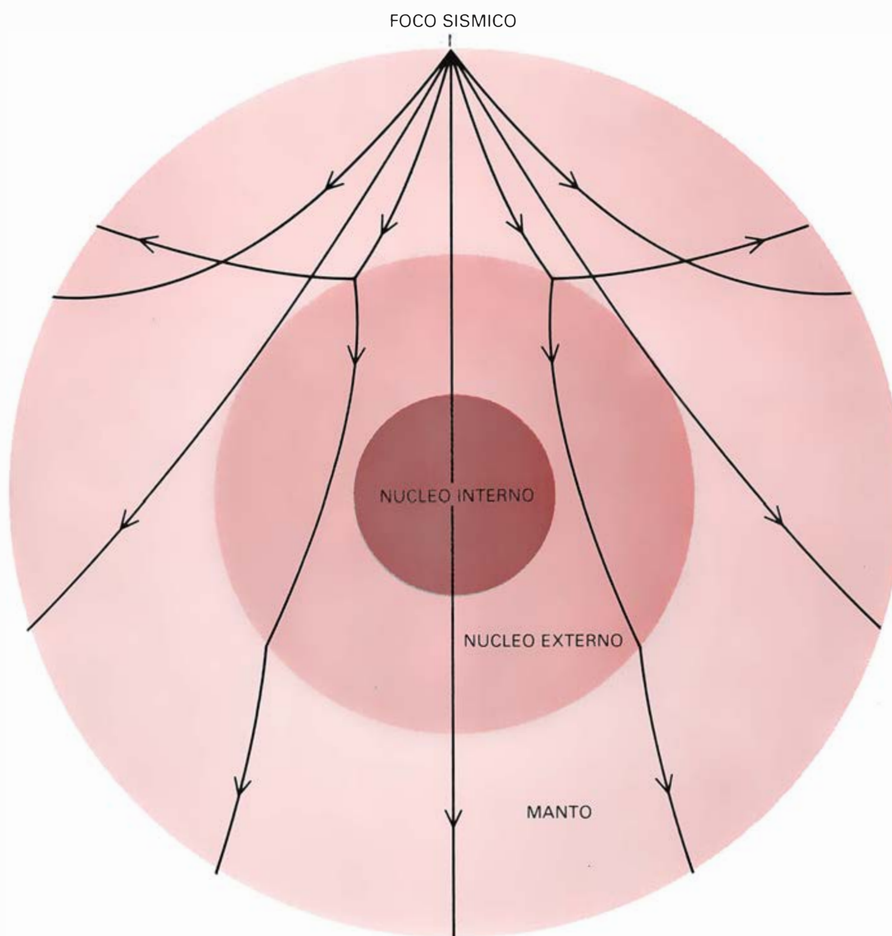
A la vista de estos puntos oscuros, lo prudente es resumir el pensamiento contemporáneo recordando que los principales componentes ligeros del núcleo más aceptados son el azufre y el oxígeno. El azufre fue propuesto por V. R. Murthy y H. T. Hall, de la Universidad de Minnesota, fundados en su escasez en el resto de la Tierra comparada con la abundancia cósmica del mismo. Si se pudiese asignar suficiente azufre al núcleo se compensaría ese desequilibrio. Es significativo que se hayan encontrado sulfuros de hierro en meteoritos.

El punto débil de este razonamiento está en que el azufre es relativamente volátil; se sabe desde hace tiempo que la masa de la Tierra es deficitaria en elementos volátiles, en relación a su abundancia cósmica (muy notable en el caso del hidrógeno y del helio, pero también, por citar otro ejemplo, en potasio). Además, los datos de alta presión indican que sólo se requiere en torno a un 8 por ciento en peso de azufre para rebajar la densidad del hierro hasta los valores de densidad del núcleo. Tal cantidad de azufre no es, ni con mucho, suficiente para compensar la deficiencia del conjunto de la Tierra.

Esta relación pone en aprieto el argumento inicial que invocaba el azufre como componente ligero, pero no lo excluye. En efecto, una combinación de sulfuro de hierro resulta, para muchos investigadores, la más plausible para el núcleo. Merece destacarse que el sulfuro de hierro es buen conductor de la electricidad y que funde a temperaturas de varios centenares de grados por debajo del punto de fusión de los minerales del manto. Sus propiedades están, por tanto, de acuerdo con las del núcleo, y encajan con que la parte inferior del manto sea sólida (silicatos con punto de fusión elevado) y el núcleo externo líquido (sulfuro con punto de fusión bajo).

El principal defensor del oxígeno como componente ligero del núcleo es A. E. Ringwood, de la Universidad Nacional de Australia. Propone que a altas presiones del óxido de hierro se vuelve metálico. Este punto es crucial, porque a bajas presiones el óxido de hierro no es metálico. La metalización requerida necesitaría un cambio drástico de propiedades.

No hay todavía pruebas claras con las que contrastar la hipótesis de Ringwood, aunque experimentos de onda de choque han demostrado en el laboratorio que el óxido de hierro se transforma a menos de un millón de atmósferas de presión. Desgraciadamente, en el experimento no se pudo determinar la naturaleza de la transición. ¿Se torna metálico el enlace en esa transición, o se trata simplemente de un cambio de estructura cristalina? Las respuestas a esta cuestión y otras concer-



4. ONDAS SISMICAS, que aportan datos sobre las propiedades del núcleo. Desde el foco de un terremoto se propagan a través de la Tierra dos tipos de ondas: Las ondas *P*, o de compresión (ondas cuyo movimiento es hacia atrás y hacia adelante, en la dirección de propagación), y las ondas *S*, o de cizalla (ondas cuyo movimiento es perpendicular a la dirección de propagación). Las ondas *S*, que no pueden propagarse en los líquidos, no pasan directamente a través del núcleo, lo que prueba que al menos el núcleo externo es líquido. Las ondas *P* se propagan a través de sólidos y líquidos. Además de la información acerca del estado físico del núcleo, proporcionan datos de la densidad, y por tanto de la presión.

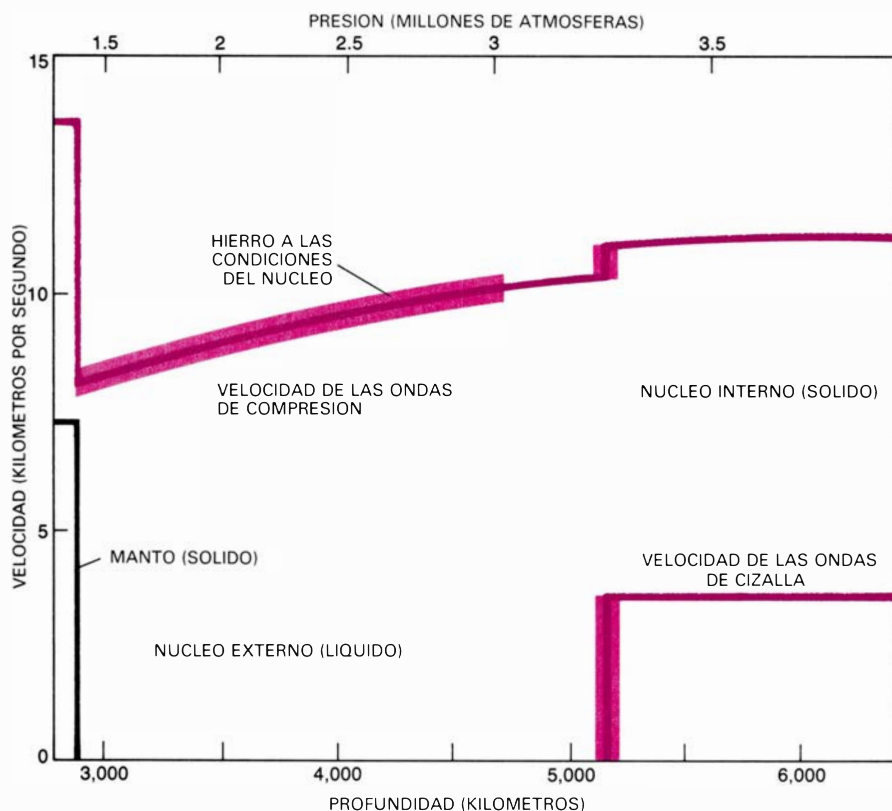
nientes a las propiedades del óxido de hierro a alta presión aguardan la conclusión de experimentos que están ya en marcha. En cualquier caso, la supuesta metalización del óxido de hierro no puede desecharse por improbable. Hay pruebas de que hasta el oxígeno se metaliza a altas presiones y de que el óxido de hierro fundido parece ser un semimetal a temperaturas elevadas.

Una de las principales diferencias entre la hipótesis del óxido y la del sulfuro es que, según la hipótesis del óxido, el núcleo tiene que haber adquirido su actual composición a alta presión. Ringwood concluyó que, por debajo de la presión de metalización, el oxígeno no podía combinarse con el hierro en cantidades significativas (en relación con los silicatos del manto). Por cuya razón, para incorporar oxígeno, el núcleo tendría que haberse formado a alta presión. Por el contrario, el azufre puede combinarse fácilmente con el hierro a bajas presiones.

Se combine azufre con el hierro o lo haga el oxígeno, baja el punto de fusión del compuesto. A bajas presiones, el azufre influye más que el oxígeno en el punto de fusión del hierro; y se cree que esta diferencia puede persistir a alta presión. Media una disparidad notable entre los modelos del sulfuro y del óxido del núcleo: la fusión podría empezar a temperaturas significativamente más bajas en el compuesto sulfuroso que en el de óxido. Por consiguiente, es más fácil que se genere el núcleo si es rico en azufre que si abunda en oxígeno.

Para aplicar esta información es necesario conocer las temperaturas de fusión de las aleaciones de hierro a las presiones del núcleo. El punto de fusión del propio hierro ha sido determinado recientemente en los experimentos de onda de choque de J. M. Brown y R. G. McQueen, en el Laboratorio Nacional estadounidense de Los Alamos. Por primera vez se pudo apreciar el inicio de la fusión en hierro puro a 2,5 millones de atmósferas.

Aplicando estos datos, Brown y McQueen han simulado la fusión de aleaciones de hierro a las presiones correspondientes al límite entre el núcleo interno y el externo. Aceptado que este límite corresponda a la transición fusión-solidificación y que el núcleo es de sulfuro de hierro, deducen las temperaturas en todo el núcleo. Y así, obtienen el valor de 3700 grados Celsius (± 500 grados) en el límite núcleo-manto, valor próximo a estimaciones anteriores. Se trata de la primera vez que se ha calculado la temperatura de las inmediaciones del centro de la Tierra basándose en datos experimentales obtenidos en las condiciones existentes dentro del núcleo. Experimentos en curso, encaminados a precisar la conducta de fusión de las aleaciones a altas presiones, esclarecerán la gama de temperaturas que despliega el núcleo.



5. PROPIEDADES ACUSTICAS DEL NUCLEO, según se manifiestan por los cambios de velocidad de las ondas sísmicas. Se expresan como función de la profundidad desde la superficie de la Tierra y de la presión a cada profundidad. (La presión en la superficie de la Tierra es de una atmósfera.) La velocidad de las ondas acústicas, medida experimentalmente en hierro fundido a las condiciones de presión y temperatura del núcleo, es muy similar a la velocidad observada. Los datos sísmicos indican la presencia de una zona anómala (*trazo vertical sombreado*) en el techo del núcleo interno. Esta zona se caracteriza por una atenuación relativamente fuerte de las ondas. Se supone que esa región está parcialmente fundida.

Otra correspondencia, ésta más sutil, entre composición y temperatura del núcleo tiene que ver con la fuente de energía que impulsa la geodinamo. Se han propuesto dos mecanismos distintos –térmico y constitutivo– para mantener el flujo convectivo que genera el campo magnético terrestre en el seno del núcleo externo.

El flujo impulsado térmicamente requiere que una fuente local de energía caliente el fluido. Las zonas más calientes del núcleo externo ascenderían, porque son menos densas que las regiones frías, que se sumergerían. Existe el tipo común de convección que observamos en la atmósfera en un puchero de agua calentada al fuego y, a mayor escala temporal, en el manto terrestre.

El flujo generado por la propia composición difiere del anterior en que se forman zonas densas y menos densas, aunque no hay diferencias de temperatura. Nos hallamos ante un mero proceso de desmezcla del tipo que tiene lugar en una mezcla de aceite y agua; el aceite asciende y el agua se sumerge. David Gubbins, de la Universidad de Cambridge, y D. E. Loper, de la estatal de Florida, han sugerido que la solificación del núcleo externo fluido puede producir cristales densos que se hundirían hacia el núcleo interno, mientras que el líquido restante, menos denso, ascendería hacia el techo del núcleo. Este proceso de separación podría, aparentemente, mostrarse bastante eficaz a la hora de impulsar el flujo que genera el campo magnético. Pero no sabemos bien cómo funciona y muchos investigadores consideran muy hipotético este modelo de dinamo.

La dinamo impulsada térmicamente no requiere ninguna diferencia de composición entre el núcleo interno y el externo. Lo único que necesita es una fuente de energía; posible fuente es la desintegración de isótopos radiactivos, como el uranio 238 o el potasio 40, que se hallan en el manto y en la corteza. ¿Se encuentran también tales elementos en el núcleo? Los recientes estudios

del contenido en uranio de minerales, realizados por D. S. Burnett y sus colegas, del Instituto de Tecnología de California, indican que de entre los metales integrantes del núcleo pueden separarse cantidades suficientes de uranio radiactivo para constituir una importante fuente de calor. Además, los resultados teóricos y los nuevos datos experimentales sostienen que los enlaces químicos del potasio cambian a alta presión, de manera que el potasio radiactivo podría también combinarse con el hierro metálico del núcleo.

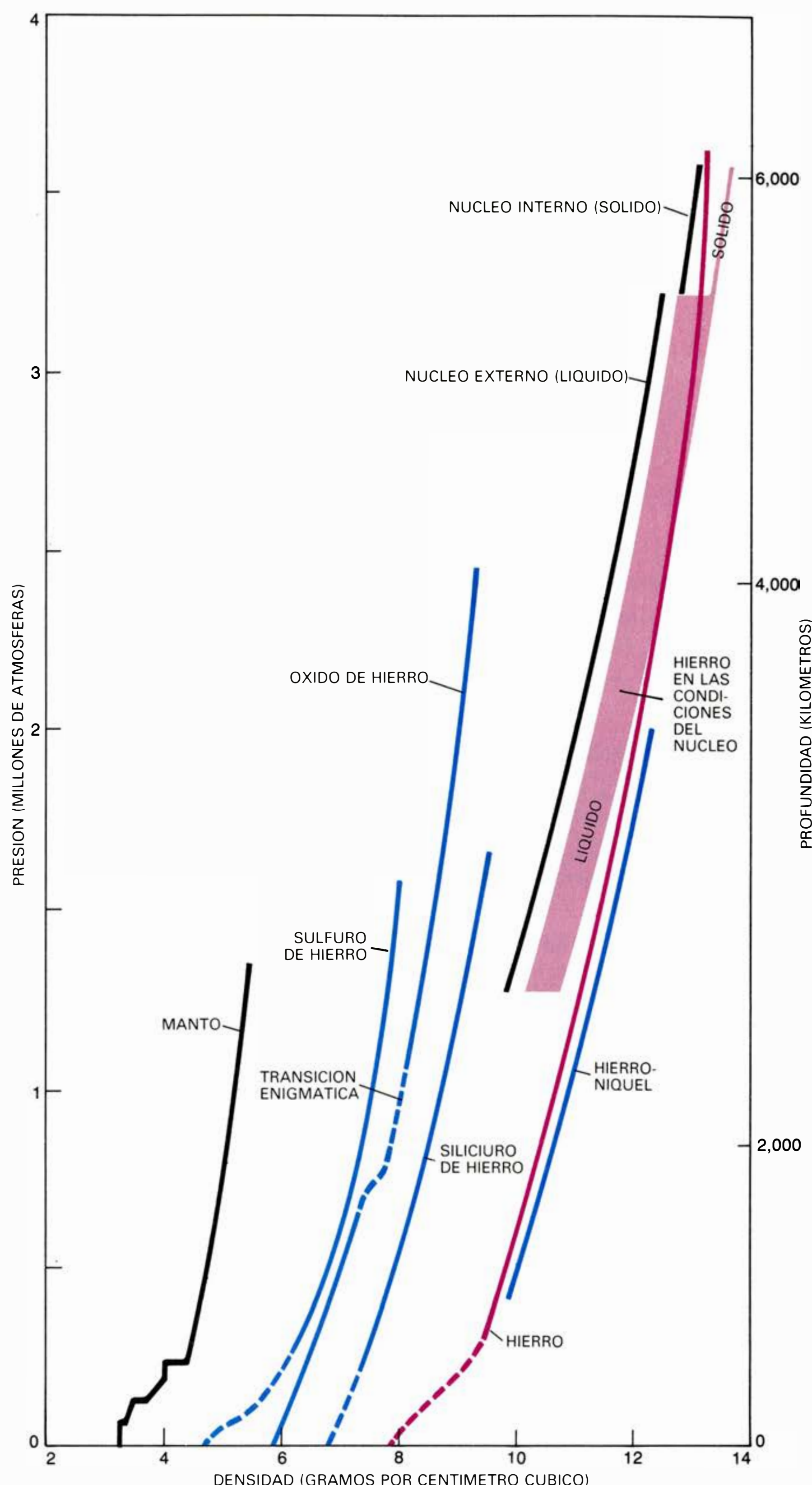
En cualquier caso, no hay datos suficientes para romper el velo de especulación que rodea a las fuentes de calor del núcleo. De acuerdo con lo que se sabe con firmeza, la desintegración radiactiva puede ser la fuente de energía dominante que impulsa el flujo en el núcleo. Incidentalmente, la razón por la que algunos científicos abogan por la existencia de cantidades importantes de potasio en el núcleo estriba en que ello explicaría la deficiencia en potasio del manto y la corteza, comparada con la abundancia cósmica de ese elemento.

Pueden haber otras fuentes de energía que impulsen la convección en el núcleo externo. Por citar una, pudo haberse liberado considerable cantidad de calor cuando se originó la Tierra, o cuando se formó el núcleo. Esta hipótesis del "calor primitivo", de la que volveré a ocuparme, está íntimamente ligada a la opinión que uno tenga sobre el proceso de constitución del planeta.

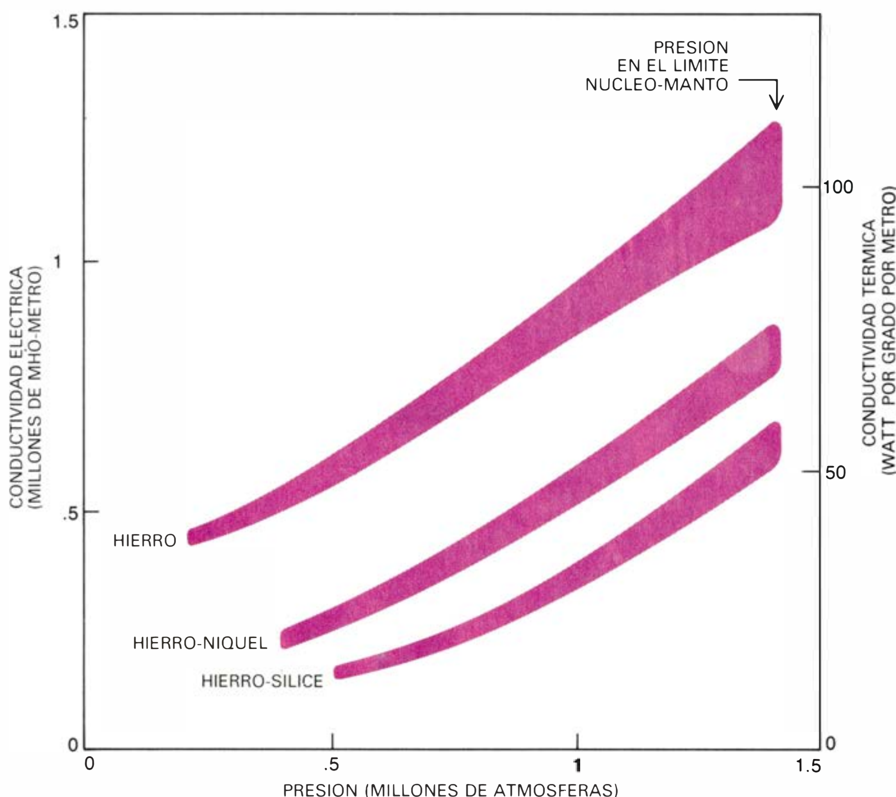
Cabe, asimismo, que, si el núcleo interno se está solidificando a partir del líquido envolvente, podría generar suficiente calor, procedente del calor latente de cristalización, para alimentar la dinamo. Esta hipótesis ha sido puntillosamente objetada por John Verhoogen, de la Universidad de California en Berkeley, quien pone sobre el tapete los puntos oscuros de tal modelo, que arrancan de la carencia de datos sobre fusión de sistemas complejos de aleaciones a altas presiones.

Cualquiera que sea la fuente concreta de energía, la inestabilidad fundamental que impulsa la convección térmica consiste siempre en que el fluido menos denso subyace al más denso. Esta situación se sostiene porque existe un aumento medio suficiente de la temperatura con la profundidad, al tiempo que la expansión térmica da lugar a que descienda la densidad de los materiales conforme las fuentes caloríficas elevan la temperatura.

Si la geodinamo está impulsada térmicamente, la temperatura de una re-



6. LA DENSIDAD COMO FUNCION DE LA PRESION, representada en una comparación de los valores observados en el manto y núcleo con datos experimentales de hierro y aleaciones de hierro que podrían existir en el núcleo. Los ensayos de onda de choque se realizaron en el Instituto de Tecnología de California y en el Laboratorio Nacional de Los Alamos. La comparación está corregida por la adecuación de los datos experimentales a las temperaturas del interior de la Tierra y al estado líquido del núcleo externo, como se expresa para el hierro con la zona sombreada. La anchura de la banda corresponde a la incertidumbre del valor de la densidad a cada presión. En la "transición enigmática" del óxido de hierro se produce un aumento rápido de la densidad con la presión que se ha puesto de manifiesto experimentalmente. No se conoce la razón de este aumento de densidad; quizás indique que el óxido se vuelve metálico a las presiones del núcleo. Si ello fuera así, el componente de aleación causante de la modificación de la densidad del hierro que se observa en el núcleo sería el oxígeno. Algunos autores abogan por el azufre.



7. CONDUCTIVIDAD ELECTRICA del hierro y de dos aleaciones de hierro, expresada aquí según los resultados de experimentos de carga de choque. Los datos están corregidos para una temperatura de 3200 grados Celsius, aproximadamente la del núcleo. En los metales, el calor lo conducen los electrones, merced a lo cual estos datos permiten estimar la conductividad térmica del núcleo. En las inmediaciones del techo del núcleo, ésta oscila entre 50 y 70 watt por grado y por metro para las aleaciones consideradas, 10 veces superior a la del manto suprayacente. El hallazgo sugiere que el flujo de calor que se desprende del núcleo lo convierte en la fuente más importante del calor que alimenta la convección en el manto.

gión de flujo intenso del núcleo externo aumenta adiabáticamente con la profundidad (es decir, con la presión). En un proceso adiabático, la energía contenida en una parcela del fluido permanece constante, lo que quiere decir que no hay tiempo suficiente para que el calor salga fuera de esa parcela, aunque recorra grandes distancias; la energía no se disipa hacia los alrededores. De este modo, si la parcela se comprime, aumenta su densidad de energía: el fluido se caldea. Se estima que, en el núcleo, tal aumento de la temperatura con la profundidad es bastante exiguo, de unos 0,8 grados Celsius por kilómetro. Con todo, el gradiente adiabático que existiera en el núcleo térmicamente convectivo condicionaría la evolución del manto y de la corteza suprayacentes.

De acuerdo con la ley de Fourier, la conducción del calor se efectúa por un gradiente de temperatura con un flujo (energía térmica que atraviesa una superficie de área unidad en una unidad de tiempo) que se expresa por el valor del gradiente de temperatura multiplicado por la conductividad térmica. Aunque nadie ha medido la conductividad térmica de las aleaciones de hierro a las temperaturas y presiones del núcleo, R. N. Keeler y G. Matassov han determinado la conductividad eléctrica de aleaciones en las condiciones del núcleo en ensayos de onda de choque realizados en el Lawrence Livermore National Laboratory. En esos metales, los electrones transportan la energía térmica al tiempo que son responsables de la conductividad eléctrica. De este modo, pueden utilizarse los datos para estimar la conductividad térmica del núcleo más externo; parecen apropiados los valores comprendidos entre unos 60 y 110 watt por grado Celsius por metro. Multiplicándolos por un gradiente adiabático de 0,8 grados por kilómetro, obtenemos un resultado sorprendente: el flujo teórico emanado del núcleo (70 miliwatt por metro cuadrado, más menos 25 miliwatt) es el mismo que el flujo térmico medio en la superficie de la Tierra.

De hecho, muchos investigadores así lo creen, si se produce convección térmica, podría esperarse un transporte de calor mucho mayor con el fluido que a través de la conducción. De donde el flujo de calor desde el núcleo hacia el interior del manto sería más elevado todavía. El núcleo se convertiría en una de las mayores fuentes de calor que alimentan la convección del manto. Y se produciría, además de una conexión indirecta e importante entre la dinámica del núcleo y el campo magnético terrestre, una relación entre la dinámica del núcleo y los movimientos tectónicos a gran escala observados en la superficie de la Tierra. Por el contrario, podrían darse gradientes de temperatura más bajos en el núcleo, y menor flujo térmico en el manto, en tanto en cuanto la dinamo se impulsara en virtud de su composición. Un flujo térmico bajo implicaría que el núcleo apenas incide en la dinámica del manto.

Si la geodinamo alimentada por calor no necesita diferenciación composicional, la impulsada por composición no necesita diferencias térmicas. Por tanto, si no se invocan fuentes de calor y se admite que los movimientos convectivos del núcleo externo se originan por la separación de los cristales densos del núcleo fluido, el núcleo, en teoría, podría ser isotérmico: su temperatura no variaría con la profundidad. Sería éste un caso extremo, y parece más probable que al mecanismo composicional se sumen fuentes caloríficas. De modo que, incluso para la dinamo impulsada por la naturaleza de los elementos constitutivos, cabe esperar que la temperatura del núcleo aumente con la profundidad. El núcleo debe considerarse aún una importante fuente de calor para el manto suprayacente.

La dinamo por composición exige una condición sencilla: que el líquido del núcleo externo pueda separarse en dos fases (presumiblemente sólida y líquida) de composición significativamente distinta, con densidades diferentes, por ende. Después de la separación, el líquido restante ha de ser menos denso que el líquido original, que constituye el resto del núcleo externo.

De una aleación parcialmente solidificada bajo condiciones de equilibrio cabe esperar un líquido de composición distinta de la del sólido. Ello explica por qué una aleación funde y solidifica a temperaturas algo diferentes. Aquí, naturalmente, la suposición es que las partes interna sólida y externa líquida del núcleo están en equilibrio y, por ello, difieren en composición. Ciertamente, la presencia de una zona de atenuación sísmica en el techo del núcleo interno (posible prueba sismológica de la existencia de una masa de líquido y cristal) apoya esta idea.

Por otra parte, no debe olvidarse que la magnetización de las rocas indica

que la estructura básica del núcleo (por ejemplo, la presencia de un núcleo interno) no parece haber cambiado durante la mayor parte de la historia geológica. Si la geodinamo está potenciada por la separación del núcleo interno y el externo, no es fácil contradecir la afirmación de que la estructura del núcleo habría cambiado drásticamente a lo largo del tiempo geológico.

Un ensayo más potente consistiría en determinar si el núcleo interno es significativamente más denso de lo que puede esperarse del material del núcleo externo solidificado. Las actuales pruebas simológicas no bastan para resolver de un plumazo esta cuestión. Muestran las ondas sísmicas que el salto en densidad a través del límite entre el núcleo interno y el externo es bastante similar al cambio de densidad que produce la solidificación del hierro a la misma presión, sin cambio de composición. Este descubrimiento no apoya el modelo de la dinamo por composición, pues implica que la parte solidificada del núcleo externo venga a tener la misma densidad que el núcleo interno. Los geofísicos se hallan muy cerca de evaluar el modelo, pero necesitan más datos, tanto sismológicos como de experimentos a alta presión.

Retomo aquí el tema del calor primitivo, porque incide en cuestiones sobre cómo y cuándo se formó el núcleo y de qué manera se relacionó el proceso con el nacimiento del planeta. Se pueden plantear dos situaciones extremas. Según una, la Tierra se formó primero y después se diferenciaron las fracciones férrica y silicatada: el núcleo y el manto. Según la otra, el núcleo se formó primero y después se le agregó el material restante, rico en silicatos.

A la primera de estas versiones se le llama acreción homogénea. Mecánicamente análoga al modelo de composición de la geodinamo, supone la separación de material denso del menos denso después de formada la Tierra por acreción. Este modelo está muy arraigado en la bibliografía científica.

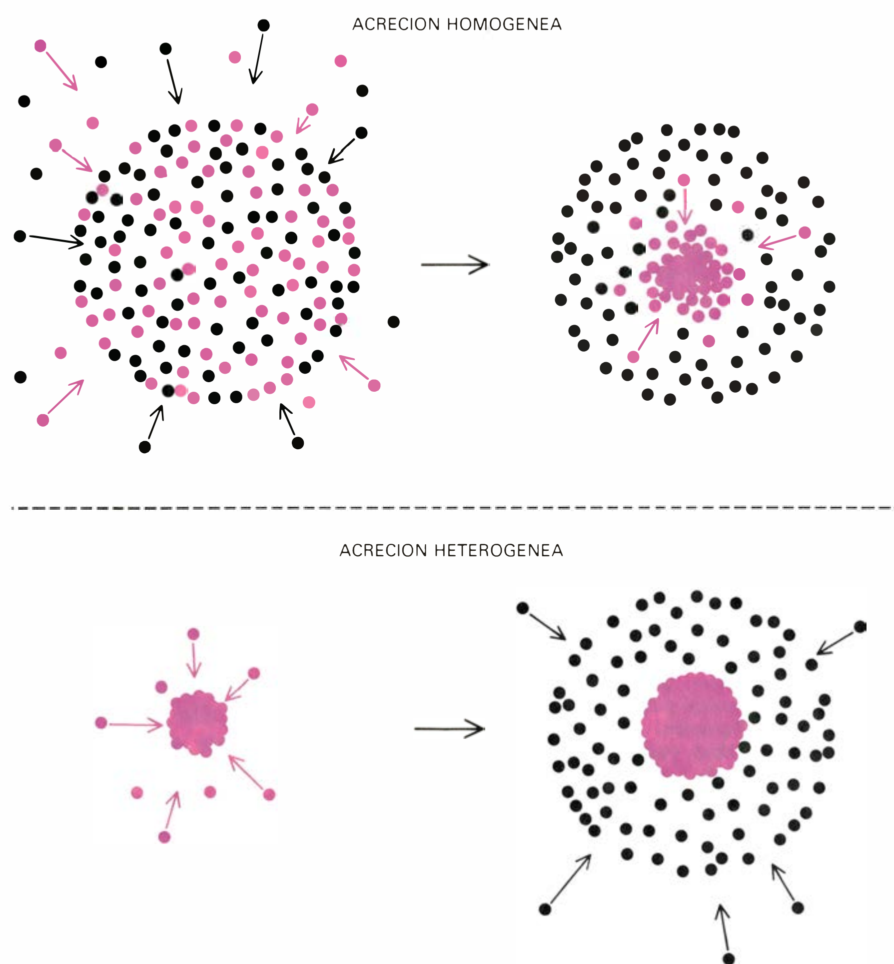
La segunda versión es la acreción heterogénea. Se trata de un modelo más reciente y algo peor definido. Oscuridad que obedece a los distintos razonamientos propuestos para justificar que el material del núcleo haya acrecido antes de que lo hicieran los silicatos del manto.

Para diferenciar los modelos de acreción deben considerarse tres acontecimientos distintos (aunque no necesariamente separados en el tiempo) de la historia primitiva del sistema solar: (1) la condensación de sólidos a partir del enfriamiento de la nebulosa solar gaseosa; (2) la acreción de la Tierra entera y (3) la acreción o formación del núcleo. Es, éste, el orden de acontecimientos de la acreción homogénea; el factor clave del modelo estriba en que todos los sólidos estén condensados antes de empezar la acreción. Así, el planeta que crece acumula a la vez silicato y metal.

El núcleo se separa luego del manto. En opinión de Francis Birch, de la Universidad de Harvard, la separación produce la liberación de enormes cantidades de energía gravitatoria a medida que el hierro, denso, se asienta en el centro del planeta. La cantidad de energía implicada equivale a la energía térmica total que liberaría a lo largo de 4600 millones de años, dado el actual flujo térmico de la superficie. Habría bastado para caldear el planeta entero algunos miles de grados, lo que supondría una importante fusión inicial.

El modelo de acreción heterogénea más conocido, ideado por Karl K. Turekian y Sydney P. Clark, Jr., de la Universidad de Yale, nos representa los materiales del núcleo condensándose primero, y acreciendo antes de que la condensación se complete, esto es, antes de que los silicatos del manto se condensen y empiece su acreción. Así, cuando el manto ha acrecido, el núcleo ya se ha formado, en virtud de la previa separación química de hierro y silicatos durante el proceso de condensación. El planeta queda relativamente frío una vez formado. Ello se debe a que se retiene poco calor a medida que a la Tierra se agregan pequeñas partículas condensadas de la nebulosa solar; la mayor parte del calor se irradia hacia el espacio.

Sin desprendimiento de calor por separación del núcleo y el manto, en este modelo no pueden alcanzarse elevadas temperaturas. Pero no se ve plausible una separación química del hierro y los



8. PUDO FORMARSE LA TIERRA a través de cualquiera de los dos procesos que aquí se esquematizan. En el modelo de acreción homogénea, los silicatos (*negro*) y el hierro (*color*) se acumulan para formar el planeta completo (*arriba a la izquierda*). Se constituye luego el núcleo, por separación del hierro y los silicatos (*arriba a la derecha*). Durante la formación del núcleo, el hierro se desplaza hacia el centro, generando calor por liberación de energía gravitatoria. En el modelo de acreción heterogénea se acumula primero el núcleo metálico y, alrededor de éste, el manto de silicatos. La secuencia puede ocurrir durante o después de la condensación de sólidos a partir de la nebulosa solar, según estén involucrados en ella procesos físicos o químicos. La acreción del planeta se supone resultante de la acumulación de meteoritos.

silicatos durante la condensación. Los cálculos sobre las temperaturas a que estos minerales condensarían de la nebulosa solar al enfriarse indican que las fases del manto aparecerían, aproximadamente, al mismo tiempo que los materiales del núcleo, si no antes. De ahí el rechazo actual del modelo de acreción química heterogénea.

Como alternativa, se puede idear un mecanismo físico que controle la acreción heterogénea, terminada la condensación. En opinión de Egon Orowan, del Instituto de Tecnología de Massachusetts, e Hitoshi Mizutani y Takafumi Matsui, de la Universidad de Tokio, después de la condensación de los materiales del núcleo y del manto, puede esperarse una acreción preferente de granos metálicos (que formarían el núcleo). Dada la fragilidad y rigidez de los silicatos, y la relativa ductilidad y elevada densidad de las fases ricas en hierro, cabe esperar una rápida aglomeración del metal y una acumulación más lenta de los silicatos. Con el aumento de tamaño, el protoplaneta acumularía silicatos más fácilmente, puesto que aumentaría la atracción gravitatoria. Así, la mayor parte del manto habría acrecido después de formarse el núcleo. En este modelo se entiende el crecimiento planetario dirigido por la formación de un núcleo metálico.

Todos los indicios sugieren que la acreción de la Tierra se desarrolló después de que las partículas de metal y de silicatos se condensasen en la nebulosa solar. El modelo de acreción homogénea y el modelo de acreción física heterogénea pueden acomodarse a ese proceso. Se considera que la Tierra empleó para su construcción, además de partículas, también planetesimales, a veces ya diferenciados en zona férrica (núcleo) y silicatada (manto) [véase "Formación de la Tierra a partir de planetesimales", por George W. Wetherill, INVESTIGACIÓN Y CIENCIA, agosto de 1981]. En favor de ello se contempla la posible existencia de meteoritos férricos hace 4600 millones de años. Tales meteoritos presentan texturas características de un enfriamiento lento, que sólo pudo ocurrir en cuerpos planetarios del tamaño de centenares de kilómetros como mínimo. Cuando se formó la Tierra quizá hubiera cuerpos protoplanetarios de un tamaño considerable. Prueban estudios por ordenador que si tales cuerpos acrecieron rápidamente, la radiación de calor al espacio sería relativamente ineficaz y el planeta habría ganado calor en su desarrollo.

Sin desechar la posibilidad de que la nucleación de la Tierra se iniciara por acumulación de hierro, cabe plantearse qué aconteció conforme el planeta iba creciendo. En el supuesto de una acreción simultánea de hierro y silicatos, como sostiene la hipótesis de la acreción homogénea, no puede retrasarse mucho tiempo el asentamiento del hierro hacia el centro del planeta. Según ha indicado recientemente G. F. Davies, de la Universidad de Washington, a medida que transcurre el tiempo, la gravedad atrae más y más hacia las zonas más densas, ricas en hierro.

Ello se debe al aumento de la fuerza gravitatoria conforme el planeta crece, es decir, conforme su masa aumenta. A través del cálculo razonable del tamaño de las zonas más densas, Davies llegó a la observación de que el hierro podía hundirse hacia el interior, sin necesidad de fusión, después de acumularse sólo un octavo de la masa final de la Tierra. La explicación del fenómeno reside en las propias rocas: se mantienen relativamente blandas, incluso a las presiones existentes en el interior del planeta.

Parece, pues, inevitable que la formación del núcleo empezase mucho antes de que la Tierra acabara de formarse y que la diferenciación del planeta coincidiera con la mayor parte de su acreción. Esta situación presenta simultáneamente características de ambos modelos de acreción: la Tierra crece finalizada la condensación, pero el núcleo se forma en los primeros estadios de desarrollo del planeta. Se concluye de ello que el núcleo debió comenzar a formarse a presiones relativamente bajas. Consecuencia que puede poner en dificultades la hipótesis según la cual el núcleo es una aleación de hierro y oxígeno. Por si fuera poco, queda mucho por conocer sobre la relación entre la composición del núcleo y los procesos a través de los cuales se formó. La investigación geológica tiene ahí un reto.

En cualquier caso, una vez iniciada la diferenciación del hierro y los silicatos, el planeta debió caldearse rápidamente con la liberación de energía gravitatoria. Se considera que este calentamiento, y el ocasionado por la acreción bastante rápida de planetesimales, bastarían para desencadenar la fusión; ello provocaría una diferenciación del planeta aún más eficaz. En este sentido, la formación del núcleo se contempla como un proceso autoperpetuante, en aceleración quizá. Es evidente que el núcleo intervino en el desencadenamiento de los procesos geológicos que hoy, unos 4600 millones de años después, siguen activos.



El manto terrestre

La extensa capa de silicatos que recubre el núcleo metálico se calienta con la desintegración de isótopos radiactivos. El calor activa corrientes de convección en las rocas dúctiles de los 700 kilómetros superiores

D. P. McKenzie

Mientras que la dinámica del núcleo terrestre se manifiesta en el paleomagnetismo y el luminoso espectáculo de las auroras, los cambios producidos en el manto de la Tierra están grabados en la configuración de la superficie de los océanos y de los continentes. Los movimientos a gran escala en el manto se producen en forma de corrientes de materiales dúctiles, densos y en estado sólido. En la superficie, estas corrientes se manifiestan a través del desplazamiento de las placas que forman la envoltura sólida de la Tierra. La mayoría de las placas incluyen partes de océanos y de continentes. La imagen familiar que tenemos del mapa del mundo no es más que una instantánea de los procesos dinámicos que tienen origen en el manto. Este fotograma, sin embargo, no nos revela gran cosa de la circulación más profunda.

La principal diferencia entre continentes y océanos es el espesor de su corteza. La corteza continental presenta un espesor comprendido entre 20 y 70 kilómetros; la media de la corteza oceánica es de sólo unos seis kilómetros. Por tanto, las placas poseerían un espesor de 70 kilómetros, por lo menos, si transportan continentes. Pero sabemos hoy que el grosor de las placas no está relacionado con el grosor de la corteza y que todas ellas tienen alrededor de 100 kilómetros de espesor, las recubra corteza oceánica o continental. La capa que forma las placas se denomina litosfera.

Mueven las placas unas corrientes de convección, en las que los materiales calientes ascienden y los fríos se hunden. La nueva placa se forma en una dorsal oceánica y se enfría a medida que se aleja de ésta y se acerca hacia una fosa oceánica. La placa es subducida entonces por la fosa y se hunde en el manto, ya que es más densa y está más fría que el material que la rodea. En su hundimiento, la placa densa libera energía y arrastra hacia abajo materiales fríos, formando una rama de una celda de convección, rama fría y que se hunde. Estas dos partes de la circulación convectiva, a saber, la subducción y el movimiento de las placas en la superficie, pueden observarse directamente.

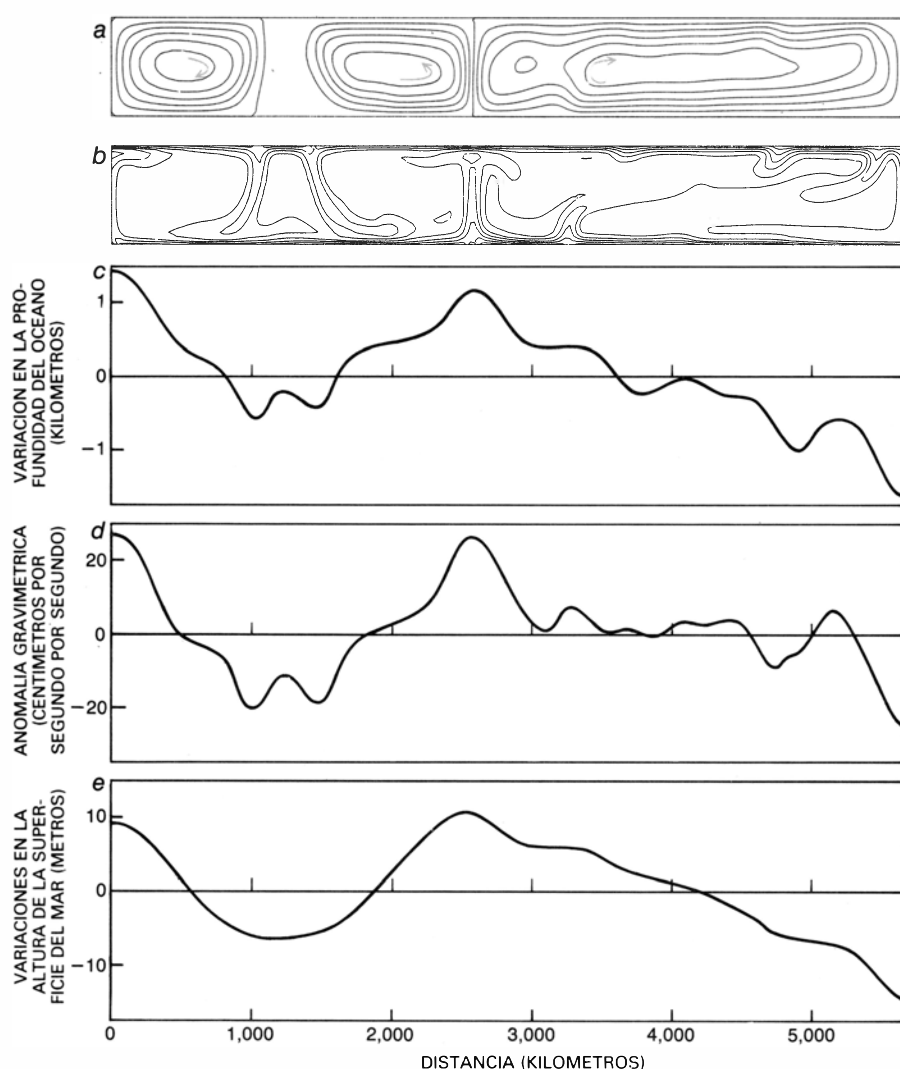
Además, debe existir un flujo de retorno en horizontal que transporte material desde la fosa a la dorsal y un movimiento hacia arriba de material caliente que compense el movimiento que hunde material en las proximidades de las fosas. Del movimiento de las placas no puede deducirse nada que aclare esta última circulación. No existen razones para creer que el flujo ascendente coincida con la posición de la dorsal oceánica; más aún, se sabe que no coinciden. El movimiento de las placas tampoco suministra información acerca de flujos en el manto, flujos cuya extensión horizontal es notablemente menor que el tamaño de las placas. La razón es que las placas se mueven rígidamente y su movimiento responde sólo a la media de las fuerzas que actúan en su base y en sus bordes. A pesar de que se conocían con bastante pormenor los movimientos que, en épocas pasadas y en la presente, efectúan las placas, de ellos poco podía deducirse para aclarar las corrientes de convección del manto. Era una situación incómoda, en la que todo el mundo creía que las corrientes de convección desarrolladas en el manto suministraban la energía necesaria para mantener el movimiento de las placas, aunque nadie acertara con la causa.

Afortunadamente, el comportamiento de los fluidos en convección ha sido objeto de profundo estudio por investigadores interesados en la dinámica de fluidos, quienes han desarrollado múltiples métodos para establecer modelos de dichos movimientos. Los modelos más sencillos hablan de una capa de fluido sito en un recipiente poco profundo, calentado por debajo o desde el interior. El comportamiento del fluido puede estudiarse midiendo su temperatura interna o haciendo incidir verticalmente sobre él un rayo de luz, que forma líneas brillantes al ser focalizado por las capas frías que se hunden. Otro método de investigación de las corrientes de convección, que hemos desarrollado Nigel O. Weiss y yo mismo en la Universidad de Cambridge, consiste en resolver las ecuaciones numéricas pertinentes mediante el uso de grandes ordenadores. Estos dos métodos son en muchos aspectos complementarios. Los experimentos en recipientes pueden realizarse fácilmente en tres dimensiones, pero sirven de poca ayuda a la hora de explicar las observaciones geofísicas. Los trabajos numéricos se limitan al estudio de flujos en dos dimensiones, pero pueden utilizarse

1. VENTANA AL MANTO TERRESTRE abierta en la isla de Hawai, levantada por erupciones volcánicas. Dos importantes volcanes forman la isla; Mauna Kea, en la parte superior de la fotografía, está apagado; Mauna Loa, en la parte inferior, ha tenido, sin embargo, varias erupciones en lo que llevamos de siglo. De la cima del Mauna Loa irradian bandas marrones de lava más antigua y alterada. Bandas radiales más oscuras marcan las coladas de lava relativamente recientes. El principal lugar de actividad volcánica se encuentra a lo largo del flanco sureste del Mauna Loa, en la caldera Kilauea, y cerca de la costa sureste de la misma. La línea cronológica va, por tanto, de noroeste a sureste. A lo largo de la dorsal de Hawai, las montañas submarinas y las islas son más recientes en dirección sureste. Las partes más antiguas de la dorsal corresponden a las montañas submarinas del Emperador, en el noroeste del Pacífico; la isla más joven es la que que aparece en la fotografía. La lava emerge en el centro de una región caliente y ascendente del manto, mucho mayor que la propia dorsal de Hawai. Se cree que la dorsal recoge el lento movimiento hacia el noroeste de la placa del Pacífico con relación a la región ascendente. Mediciones isotópicas de la lava de Hawai muestran que el material no se ha mezclado bien con el resto del manto superior y debe, en cambio, proceder de una parte del manto que ha permanecido aislada de las zonas convectivas del manto superior por un período de quizá 1000 millones de años. El manto inferior podría ser un origen probable. La fotografía es una reconstrucción digital de dos imágenes hechas por el Landsat, realizada en el centro Flagstaff de procesamiento de imágenes del Servicio Geológico.

para relacionar las observaciones con la circulación convectiva. Al desarrollar este modelo, nuestra intención era descubrir qué proceso físico controlaba los movimientos de convección; no pretendíamos diseñar ningún modelo matemático del manto.

Los dos métodos experimentales, tanto el matemático como el del recipiente, originan celdas de convección donde la separación entre las regiones frías que se hunden es aproximadamente el doble del espesor de la capa que sufre la corriente de convección. Experimentos efectuados en depósitos con un borde superior móvil han demostrado que, en estas circunstancias, la convección podría tener lugar en rodillos paralelos a la dirección de movimiento del borde. Si consideramos que la capa de la Tierra en la que se realiza la convección mide unos 700 kilómetros de espesor, estos experimentos de dinámica de fluidos sugieren que en la convección del manto intervienen, al menos, dos movimientos a distinta escala. Una circulación a pequeña escala entre regiones frías hundiéndose, con un alcance de 1500 kilómetros, debe superponerse a la circulación de mayor escala que devuelve material de la fosa a la dorsal. La existencia de estos dos modelos de circulación podría reconciliar las observaciones geofísicas con el comportamiento de los fluidos en convección, pero la existencia de una circulación a pequeña escala no pudo contemplarse directamente hasta hace poco.



2. SIMULACION MATEMATICA DE LA CONVECCION en el manto. Evidencia un flujo complicado y variable en función del tiempo. La simulación se lleva a cabo suponiendo que el manto es una capa fluida bidimensional de viscosidad constante, calentada uniformemente desde abajo, enfriada desde arriba y térmicamente aislada en ambos lados. El calor se transporta por convección a través del fluido; el material caliente se desplaza hacia arriba y el material frío lo hace hacia abajo. La circulación del material en las celdas se muestra en la parte superior (*a*); las isotermas a intervalos de 100 grados Celsius indican un considerable aumento del material caliente cerca del centro del estrato de fluido y regiones de material más frío y sumergiéndose a la izquierda y derecha (*b*). El modelo puede también predecir ciertos efectos observables de la convección: variación en la profundidad del océano (*c*) o la variación en la aceleración local de la gravedad, que se denomina anomalía gravimétrica (*d*). Un importante método nuevo para medir la anomalía gravimétrica es determinar la variación en la altura de la columna de agua causada por el valor local de la gravedad. Nuestro modelo da cumplida cuenta de esta variación (*e*).

La clave para obtener una representación gráfica del flujo a pequeña escala llegó con la introducción de sensores remotos que posibilitaron cartografiar el campo gravitatorio terrestre con gran precisión. Los cálculos numéricos han demostrado que las regiones donde la convección es ascendente están asociadas con pequeñas anomalías gravimétricas positivas y que este flujo empuja hacia arriba la superficie de la Tierra. Las placas son demasiado delgadas para influir apreciablemente sobre el campo gravitatorio o sobre la deformación de la superficie; por consiguiente, si se cartografían con precisión el campo gravitatorio y la deformación superficial es posible ver a través de las placas y localizar las corrientes de convección subyacentes.

En la práctica, y mediante satélites, en lugar de medir el campo gravitatorio, se mide la forma de la superficie del mar. La atracción del agua hacia regiones donde el campo gravitatorio es mayor explica la estrecha relación que existe entre las variaciones de la gravedad y la profundidad del mar. De ahí que Barry Parsons, del Instituto de Tecnología de Massachusetts, Anthony Watts, del Observatorio geológico Lamont-Doherty de la Universidad de Columbia, Micheline Roufosse, del centro astrofísico del Observatorio Universitario de Harvard y del Smithsonian, y el autor de este artículo consiguieron dibujar un mapa de las celdas de convección del manto a pequeña escala. Los mapas confirman las características generales del modelo a ambas escalas, pero dejan dos incógnitas por despejar: cómo procede el movimiento del fluido y qué profundidad alcanza su circulación.

Antes de esbozar una contestación precisa, conviene asegurarse que el manto pueda fluir como si se tratara de un líquido. Este tipo de comportamiento no es el que se observa en los sólidos cristalinos a temperatura ambiente. Estos sólidos, por regla general, se deforman elásticamente si los sometemos a pequeños esfuerzos; para que fluyan han de someterse a esfuerzos que superen su límite elástico. Puesto que el límite elástico de las rocas del manto es muy grande, mucho mayor que cualquier esfuerzo que pueda generarse en el manto, muchos geofísicos no creen que el manto llegue a fluir. La solución del problema es inmediata si se observa con qué facilidad fluyen los materiales cuando están a temperaturas

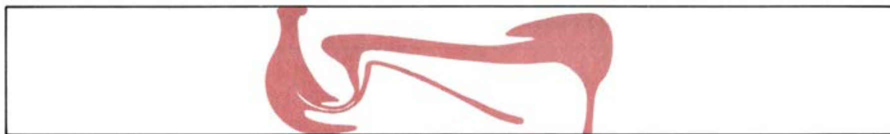
próximas a su punto de fusión. Este tipo de estudios se realizaron con el fin de predecir el comportamiento de los materiales a altas temperaturas; por ejemplo, los utilizados en motores a reacción y en reactores nucleares. Se constató que en estas condiciones todos los materiales cristalinos fluían ante cualquier esfuerzo que se les aplicara, por pequeño que fuera. Este proceso de fluencia está suficientemente investigado a una temperatura no muy alta. Sin embargo, la fluencia a alta temperatura tiene un comportamiento muy distinto de la fluencia a temperaturas más bajas.

La fluencia de las rocas a alta temperatura ha resuelto un importante rompecabezas geológico. Observaciones efectuadas ya en el siglo XIX demostraron claramente que las montañas, a pesar de su gran masa, no estaban asociadas a anomalías gravimétricas positivas. El exceso de masa por encima del nivel del mar ha de estar compensado por la baja densidad de sus raíces incrustadas en el manto. Los geólogos han descubierto recientemente que las cadenas montañosas más importantes se originaron por el cabalgamiento de láminas de la corteza continental; de lo que se infiere que el mismo proceso podría producir la baja densidad de las raíces. La masa entera flota en el manto denso, como un iceberg en el agua. Proceso que se conoce por compensación isostática. Además, es ampliamente aceptado que la litosfera está en todas partes sobre un estrato denso fundido del que asciende el magma, y parece perfectamente razonable que el flujo asociado con la compensación isostática se desarrolle en el interior de este estrato.

Pasó mucho tiempo sin que se le prestara atención a la fluencia del manto. Pero cuando los sismólogos comenzaron a indagar la estructura del manto, analizando las ondas generadas por los terremotos, descubrieron que las ondas *S*, que oscilan perpendicularmente a la dirección de propagación, podían viajar en casi todas las direcciones del manto. Estas ondas no pueden atravesar los líquidos, por cuya razón hubo de abandonarse, en el siglo XIX, la idea según la cual la litosfera flotaba sobre una capa fundida de magma. Hasta las postrimerías de los años sesenta, en que se descubrió la expansión de los fondos marinos y se evidenció que la litosfera oceánica recién creada a la larga se enfriaba y se hundía de nuevo en el interior del manto, no hubo forma de reconciliar los datos sismológicos con la presencia de flujo en el









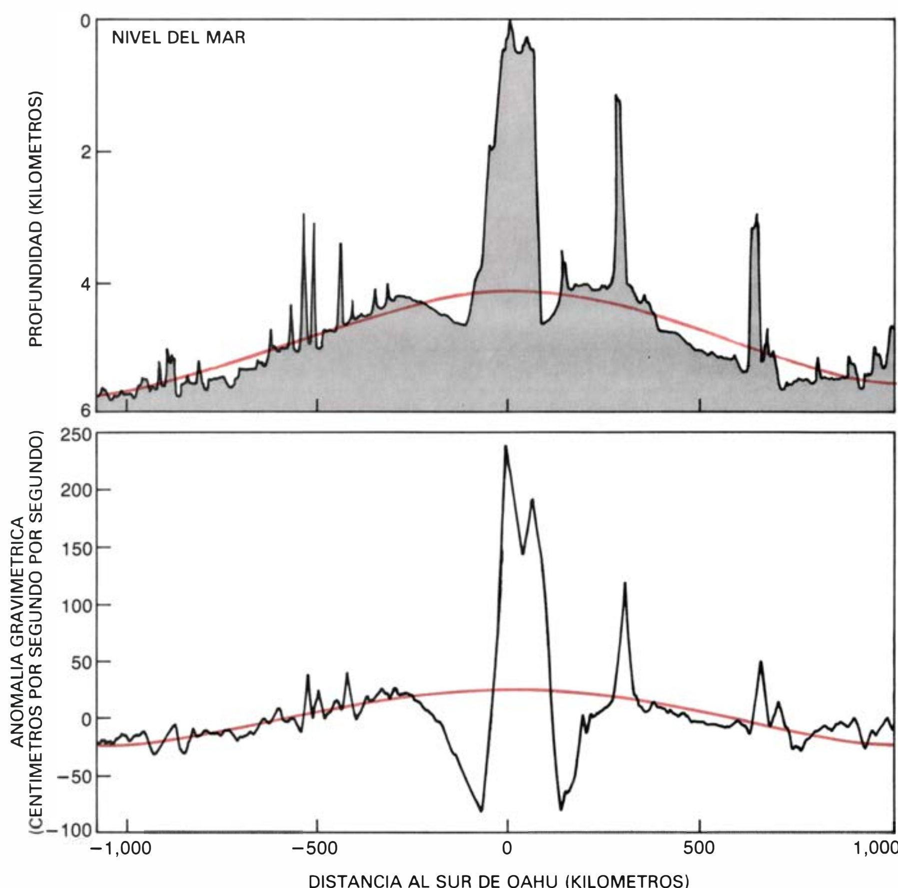
3. AGITACION DE LA CONVECCION en el manto. Suficientemente vigorosa, mezcla todo el material del manto superior en varios cientos de millones de años. La agitación explicaría la sorprendente uniformidad que ofrecen los basaltos recogidos a lo largo de dorsales oceánicas en todo el mundo; basaltos que incluyen ciertos elementos traza, tales como el neodimio, cuyos isótopos se encuentran en una relación constante entre sí. Aquí se utiliza un modelo matemático similar al empleado en la figura 2 para seguir la evolución de una parcela cuadrada de fluido cuyas propiedades son idénticas a las del resto del fluido en el estrato de convección. El material de la parcela se deforma en hojas delgadas en un tiempo breve comparado con el necesario para generar variaciones medibles en las relaciones isotópicas de los elementos traza. Este estudio de mezcla lo realizó Nicholas Hoffman, de la Universidad de Cambridge.

manto. Si la fluencia a alta temperatura hubiese gozado de amplio favor cuando, en 1910, Alfred Wegener propuso la deriva de los continentes, la acogida de su teoría habría sido mucho más favorable de lo que resultó.

Ironía de las cosas, pruebas importantes a favor de la existencia de flujo en el manto llegan ahora de la mano de los estudios sísmicos. Los focos de los terremotos bajo los arcos insulares señalan una *laja* hundiéndose desde la fosa oceánica de un espesor raramente superior a los 50 kilómetros, y formando un ángulo de buzamiento de 30 a 90 grados con la superficie. La forma de la laja está marcada por la del arco insular que cabalga sobre ella y la recorta como lo haría el cortante de un torno. Los datos obtenidos de los estudios sísmicos demuestran una estrecha conexión entre los materiales próximos a las fosas con los materiales próximos a los focos sísmicos, situados a unos 700 kilómetros de profundidad.

De acuerdo con la teoría de la tectónica de placas, las lajas son extensas capas frías de materiales del manto que forman la parte inferior de una placa. Más densas que el material caliente que las rodea, las lajas se hunden. Como se mueven hacia abajo alejándose de la fosa, tienden a fracturarse verticalmente; la parte de la laja subyacente a la fractura vertical tiende a deslizarse, incluso hacia más profundidad. La brusca liberación de energía, a partir del deslizamiento, genera un terremoto; sin embargo, por debajo de los 300 kilómetros de profundidad esta clase de terremotos no son observables. Por otro lado, a profundidades mayores de 600 kilómetros, la parte de la laja que está debajo de una fractura vertical se desliza en sentido ascendente, como si el extremo de la laja hubiera encontrado una fuerte resistencia a su movimiento. Mientras tanto, la laja entera se va calentando gradualmente hasta alcanzar una temperatura suficiente para fluir; deja de generar ya terremotos. El proceso tarda unos 10 millones de años.

La cartografía del recorrido de una laja hundida constituyó una de las primeras confirmaciones empíricas de la existencia de las corrientes de convección en el manto. Tal como he puesto de relieve, el descenso de una gran cantidad de material frío debe equilibrarse por movimientos de ascensión en otra parte del manto, y el transporte de material desde las dorsales oceánicas a las fosas debe ser igualado por movimientos más profundos en la dirección



4. RESPUESTA ELASTICA de una placa a los esfuerzos que no están relacionados con la convección en el manto. Su conocimiento resulta imprescindible antes de observar los efectos de elevación o hundimiento. El peso de la dorsal de Hawai causa una depresión del fondo marino a ambos lados de la dorsal que se aprecia en los perfiles batimétricos y anomalías gravimétricas al norte y al sur de la isla de Oahu. La desviación causada por la dorsal está confinada dentro de unos 200 km alrededor de la carga. Puede deducirse, por tanto, que la rigidez de la placa no es suficiente para que las cargas locales produzcan variaciones en la profundidad o la gravedad a distancias mayores. Ambos perfiles muestran que la dorsal de Hawai y las depresiones próximas se superponen sobre un gran abombamiento, expresión superficial de una región caliente y ascendente en el manto. El abombamiento se observará mejor si se amortiguan las variaciones en la batimetría y las anomalías gravimétricas inferiores a 500 km (*curvas de color*).

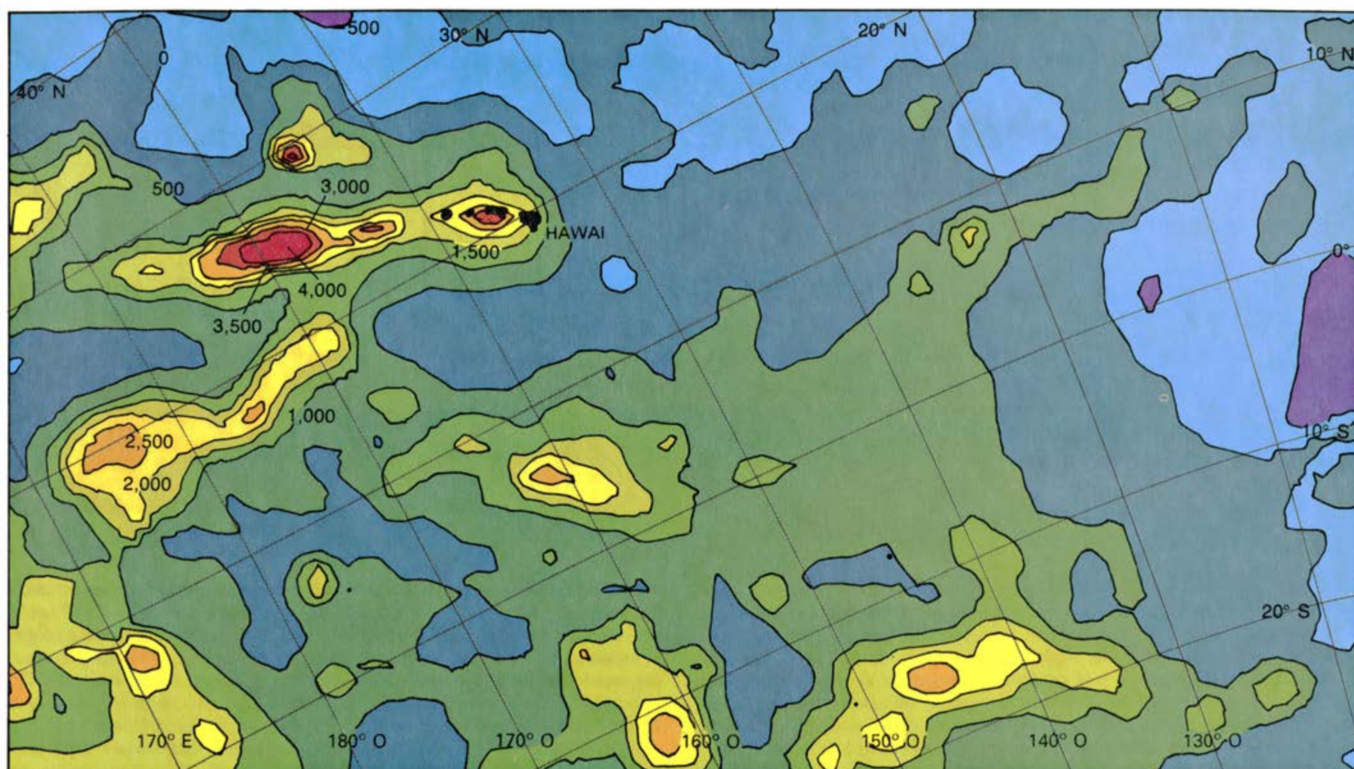
opuesta. Para descifrar estos movimientos de convección, Nigel Weiss y el autor comenzaron, hace 15 años, a construir modelos matemáticos bidimensionales, basados en las mejores mediciones que se conocían de la temperatura, densidad y viscosidad del manto. Con ellos esperábamos esclarecer las principales características de las corrientes de convección.

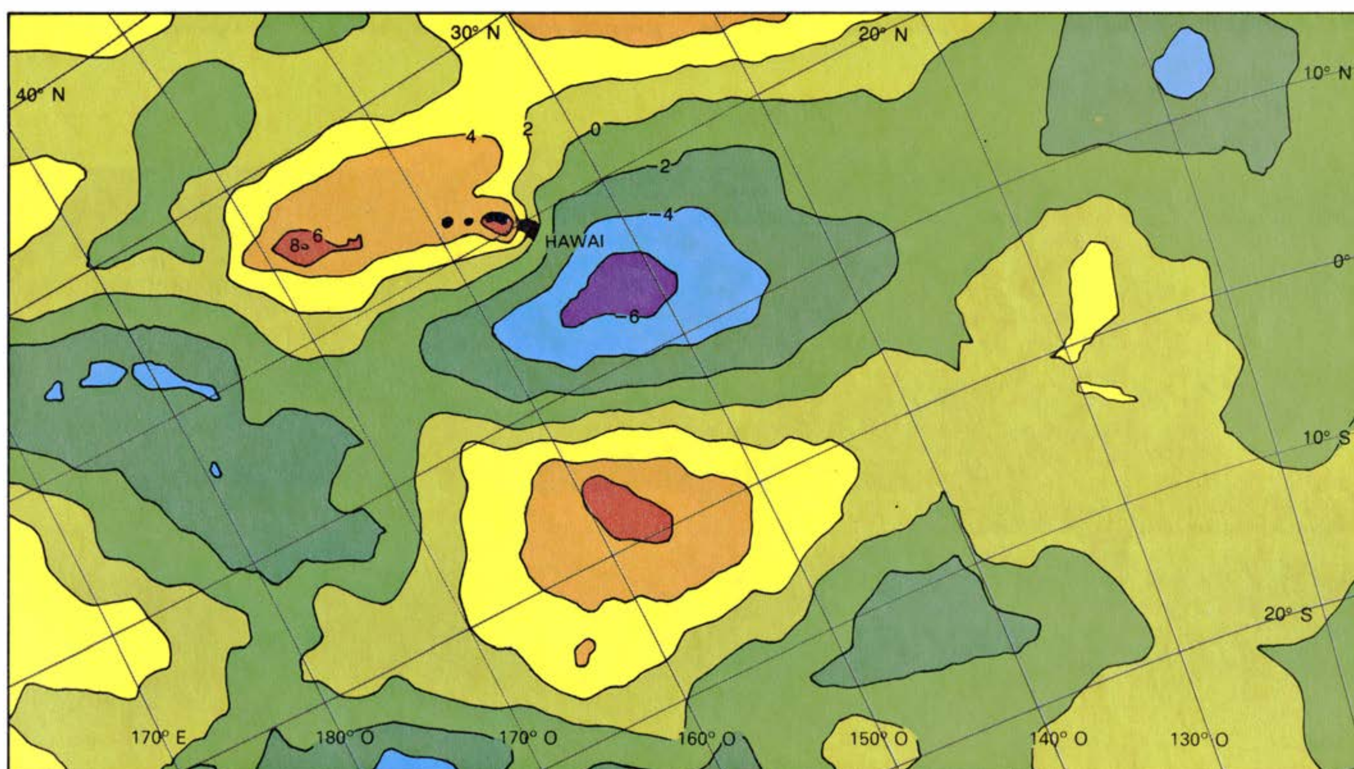
Suponíamos, en el modelo, que el manto era un objeto bidimensional, rectangular y de 700 kilómetros de profundidad. Por el fondo del rectángulo se introducía un flujo constante de energía calorífica, que representaba la entrada de calor desde el núcleo de la Tierra a las partes profundas del manto. Los lados del rectángulo se consideraban aislantes perfectos y, por consiguiente, únicamente podía salir el calor por la parte superior del rectángulo, correspondiéndose con el calor perdido por la superficie terrestre. En el interior del rectángulo había un líquido de viscosidad constante, cuya densidad variaba con la temperatura. Los cálculos se efectuaron mediante un computador, dividiendo el rectángulo en muchas celdas rectangulares pequeñas y determinando, para un mismo tiempo, la temperatura, la densidad y otras propiedades del fluido existente en cada celda. Las propiedades del fluido en cada celda se recalculaban extrapolando, a intervalos cortos de tiempo, el efecto que producía cada una en sus vecinas. Reiterando este procedimiento para muchos incrementos de tiempo podía aproximarse, con gran exactitud, la circulación del fluido en el interior del rectángulo.

A pesar de que el modelo es mucho más simple que el manto real, el flujo del interior del rectángulo se revela complejo y varía en el transcurso del tiempo [*véase la figura 2*]. Se generaron celdas a pequeña escala, de tamaño y forma variables. No se produjeron en este experimento celdas de una escala cuya magnitud pudiera dar cuenta de los movimientos de las placas (aunque sí ocurrió en otros). Las regiones con corrientes de ascenso de materiales calientes no permanecían fijas; se desplazaban una con respecto a otra en una proporción equivalente, en el momento real, a un centímetro por año. Por encima, la litosfera puede estar abombada por efecto de una corriente ascendente, y deprimida por efecto de una corriente descendente, provocando desniveles de hasta un kilómetro. A lo largo de cada punto del borde superior del rectángulo, se calculan las anomalías gravimétricas y las correspondientes variaciones de la forma de la superficie del mar.

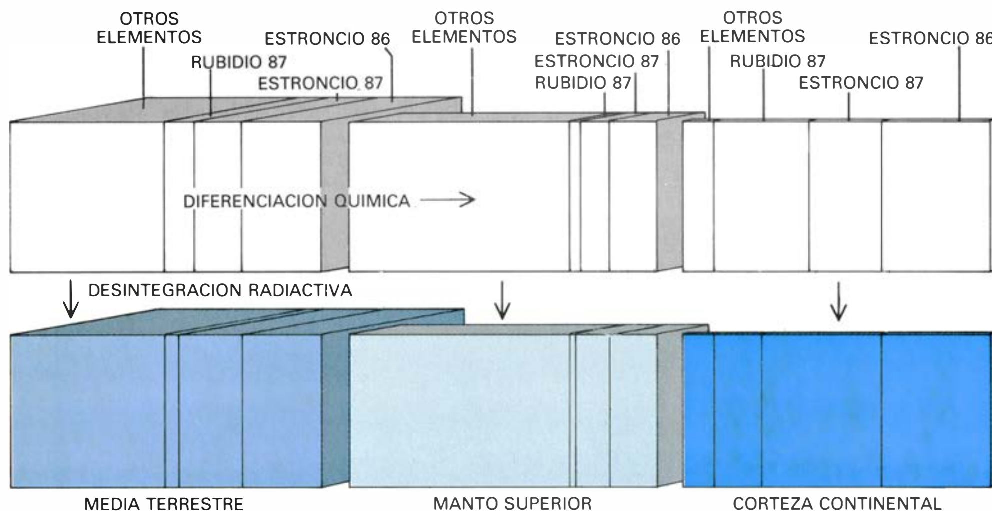
El cálculo de las anomalías gravimétricas es complicado. A primera vista diríase que las anomalías serán negativas cuando estén por encima de la región ascendente del material caliente (en una celda de convección), ya que la densidad de este material es menor que la del material frío que lo rodea. La elevación de la superficie por encima de tal región con corriente ascendente genera, sin embargo, una anomalía positiva debida al incremento de masa. Los dos efectos tienden a anularse, pero la contribución positiva de la deformación de la superficie es ligeramente mayor que la negativa procedente del material caliente. Por consiguiente, y de acuerdo con este modelo, se encontrará una anomalía gravimétrica positiva encima de regiones ascendentes de una celda de convección y negativa en las que estén sobre una región descendente. Para detectar las celdas de convección, se diseña un esquema de las anomalías gravimétricas positivas y negativas y se correlacionan con un esquema similar de las anomalías en la elevación del fondo marino.

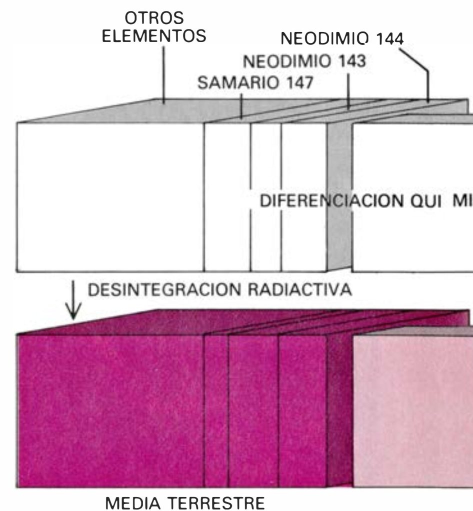
En 1978, Parsons, Watts, Roufosse y el autor iniciaron el análisis de todos los datos gravimétricos y batimétricos que se conocían con el fin de detectar tales correlaciones y dibujar, a partir de ellas, un mapa de la circulación del manto. Ambos tipos de datos presentan problemas particulares que deben corregirse antes de utilizarlos para establecer las correlaciones. El método convencional para efectuar mediciones de las anomalías gravimétricas consiste en medir el alargamiento de un muelle de una balanza de precisión. El peso de la masa del extremo del muelle varía en función del campo gravitatorio; el alargamiento del muelle nos da



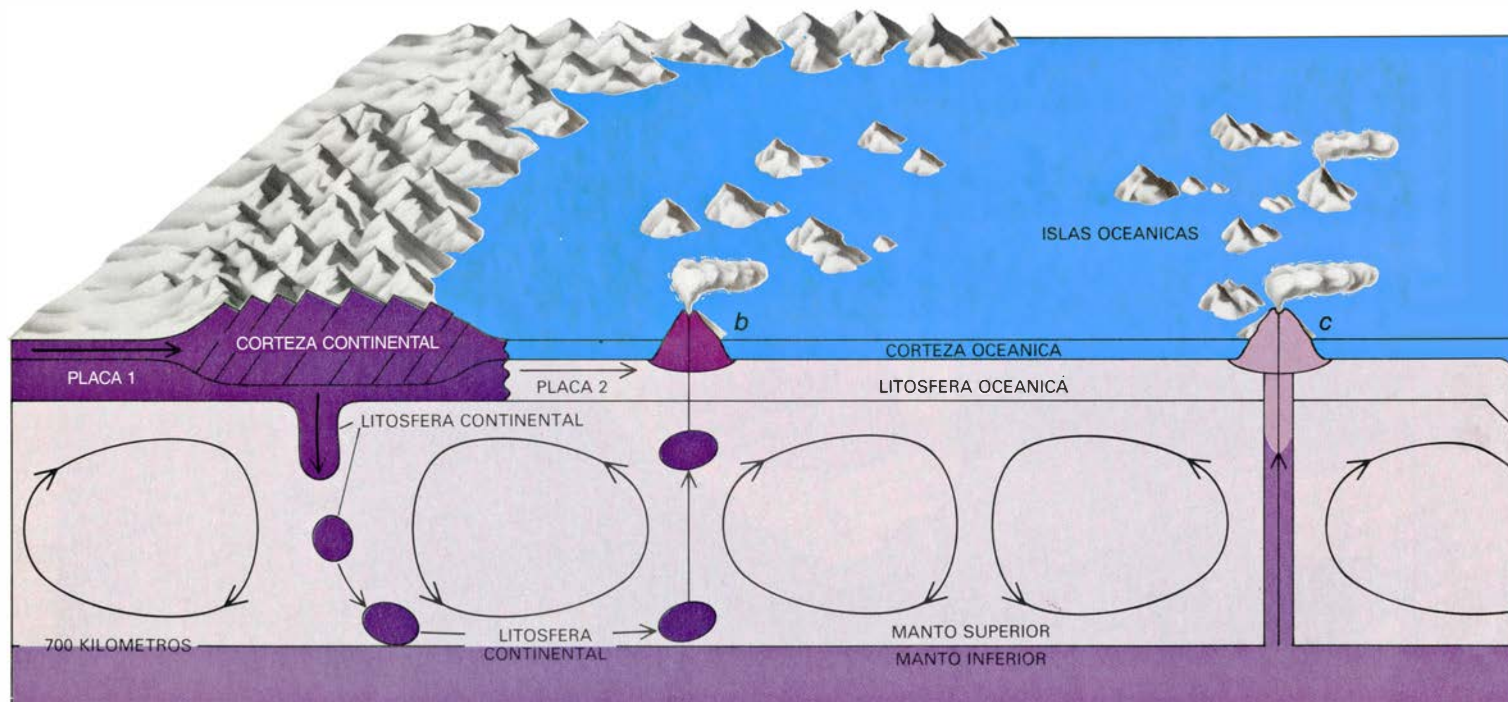


5. CORRIENTES DE CONVECCION que se desarrollan en el manto bajo la placa del Pacífico, cartografiadas correlacionando anomalías batimétricas y gravimétricas. Ambos mapas han sido suavizados eliminando fluctuaciones inferiores a 500 kilómetros; además, la anomalía batimétrica está representada como la denominada profundidad residual, que es la diferencia entre la profundidad atribuible a la contracción de la placa oceánica cuando se enfría y la profundidad observada (*mapa superior*). La anomalía gravimétrica se manifiesta como una fluctuación en la altura de la columna de agua que se mide mediante altímetros de radar transportados por satélites (*mapa inferior*). Los mapas muestran que allí donde la superficie del mar tiende a abombarse la profundidad residual es positiva, y se espera que ambas características se den sobre una región ascendente en el manto. Por el mismo motivo, la superficie del mar tiende a deprimirse donde la profundidad residual es negativa, lo cual es de esperar en la región descendente. El mapa está elaborado de tal forma que el movimiento de la placa con relación al manto sea siempre hacia la izquierda en toda la región. El movimiento genera un ligero alargamiento, aunque perceptible, de las anomalías en la dirección del movimiento; por eso parecen elipses cuyos ejes mayores se orientan a lo ancho de la página.

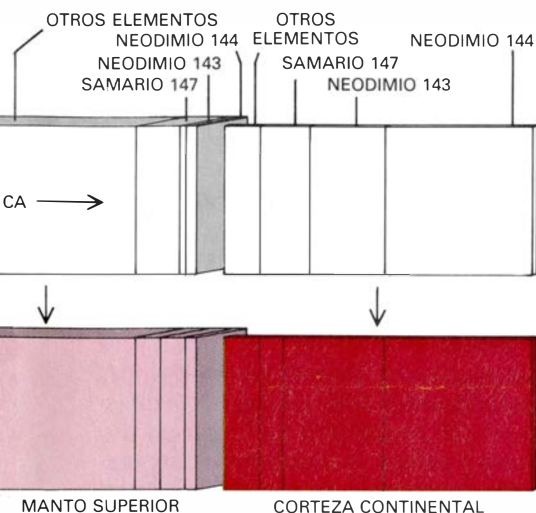




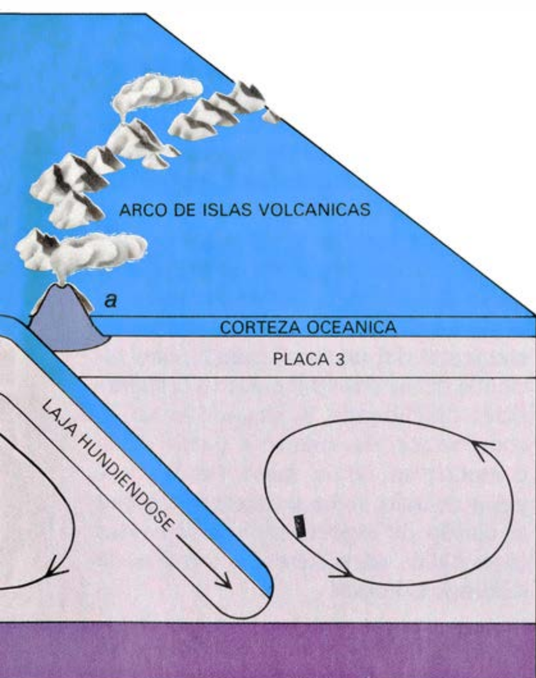
6. RELACION ENTRE ISOTOPOS de un elemento. Dichas relaciones marcan indeleblemente materiales que atravesaron diferenciaciones químicas en un pasado lejano; las relaciones no se ven afectadas por cambios químicos recientes. Así, en las primeras etapas de la historia de la Tierra, algunos elementos como el estroncio y el rubidio, cuyos radios iónicos son bastante grandes, se concentraron en la corteza terrestre y se agotaron en el manto superior porque sus iones no se acoplan fácilmente en las redes cristalinas de los minerales comunes. En la corteza, el incremento relativo de la concentración de rubidio fue mayor que la concentración de estroncio. En el diagrama la relación de isótopo estroncio 87 a estroncio 86 sigue igual después de la diferenciación de la corteza y manto superior, porque todos los isótopos de cualquier elemento son químicamente equivalentes. La relación de rubidio a estroncio sí es diferente; a continuación la mitad de rubidio 87, sea cual sea su situación, se desintegra a estroncio 87. (La fracción actual que se desintegra es menor, pero aquí se ha exagerado para mayor claridad.) Por tanto, a causa del excedente inicial de rubidio 87 en la corteza, la relación de estroncio 87 a estroncio 86 crece muy deprisa en la corteza, no tanto en el conjunto de la Tierra y más lentamente aún en el manto superior. La intensidad de azul en el diagrama indica la relación isotópica actual: cuanto más oscuro es el azul, mayor es la relación de estroncio 87 a estroncio 86. De forma similar, los elementos samario y neodimio se concentraron ambos en la corteza, pero en proporción relativa se aportó a ésta más neodimio que samario. Por tanto, la



7. ORIGEN DEL MATERIAL procedente de erupciones en las islas volcánicas. Se deduce a partir de las relaciones isotópicas de ciertos elementos. Las relaciones están indicadas por medio del código de color adoptado en la figura 6: el material de la corteza continental tiene una relación alta de estroncio 87 a estroncio 86 (*azul oscuro*) y una relación baja de neodimio 143 a neodimio 144 (*rojo oscuro*), por cuya razón aparece pintado de color púrpura oscuro. Del mismo modo, el material del manto superior está pintado de color púrpura pálido y el material del manto inferior, cuyas relaciones isotópicas se supone que son las mismas que las de la Tierra, está pintado con un matiz intermedio de púrpura. Los ríos acarrean abundante cantidad de estroncio hacia los océanos, pero sólo pequeñas cantidades de neodimio. La relación de estroncio 87 a estroncio 86 en el agua del mar es parecida a la de los continentes; de ahí que se represente pintada de un azul oscuro. Cuando el agua de mar circula a través de la corteza oceánica deposita estroncio continental: la corteza oceánica está también pintada de azul oscuro. Se muestran tres posibles orígenes del material que forma las islas volcánicas. Los arcos de islas volcánicas están constituidos por una mezcla fundida procedente del manto superior y la corteza oceánica que está subducida bajo otra placa. Por cuya razón aparecen coloreadas con un sombreado intermedio de azul mezclado con un sombreado pálido de rojo (*a*). Las islas oceánicas asociadas con regiones que se elevan en el manto tienen relaciones isotópicas de estroncio y neodimio comprendidas entre las propias del manto superior y las que presentan los continentes; así, están marcadas con una sombra intermedia de púrpura (*b*). Pudieron producirse a partir de una mezcla del manto superior y material de la



relación de samario a neodimio en el manto superior fue mayor que en la corteza justo después de la diferenciación; la relación del isótopo neodimio 143 a neodimio 144 se mantuvo igual en todo el globo. En el diagrama, la mitad del samario 147 se desintegra a neodimio 143 en todas partes. Así, la relación de neodimio 143 a neodimio 144 crece más rápidamente en el manto superior, más lentamente en el total de la Tierra y mucho más lentamente en la corteza. Cuanto más oscuro es el rojo, menor es la relación de neodimio 143 a neodimio 144.



parte del manto de la litosfera continental, hundida tal vez en el manto superior. Las islas oceánicas pueden también originarse a partir de material que se filtra desde el manto inferior hasta el superior; están pintadas de color púrpura pálido, intermedio entre el del manto superior y el del manto inferior (*c*). Las tonalidades de gris de las formas de la superficie en la zona terrestre no tienen aquí significación isotópica. Por mor de claridad se ha exagerado la escala vertical del diagrama. Los movimientos que efectúan las placas, así como la convección del manto superior, se indican por flechas.

la anomalía. Este instrumento trabaja bien en tierra, pero es mucho menos preciso en el mar. Nosotros necesitábamos una precisión de una parte por millón, y no estabamos seguros de que la conseguida por medidas efectuadas a bordo de barcos superase una parte por 100.000.

Los métodos de sensores remotos ofrecieron una alternativa. El agua de mar es atraída hacia las regiones en las que la anomalía gravimétrica es positiva y forma una abombamiento en la superficie que puede cuantificarse; cuando la anomalía gravimétrica es negativa se forma una depresión en la superficie del mar. El modelo matemático predice una diferencia entre la elevación del abombamiento y la depresión, originada por la circulación en el manto, de alrededor de 20 metros en una distancia de 2000 kilómetros. A pesar de que la variación es pequeña, el efecto puede medirse fácilmente con la ayuda de un satélite. Como mínimo dos satélites, *Geos 3*, lanzado en 1978, y el *Seasat*, que estuvo funcionando durante tres meses ese mismo año antes de averiarse prematuramente, efectuaron mediciones de la altura de la superficie del mar utilizando altímetros de radar. Si se conoce la posición del satélite, puede medirse el tiempo que tardan en viajar las ondas de radar desde el satélite hasta la superficie del mar, y regresar; puede determinarse entonces la columna de agua.

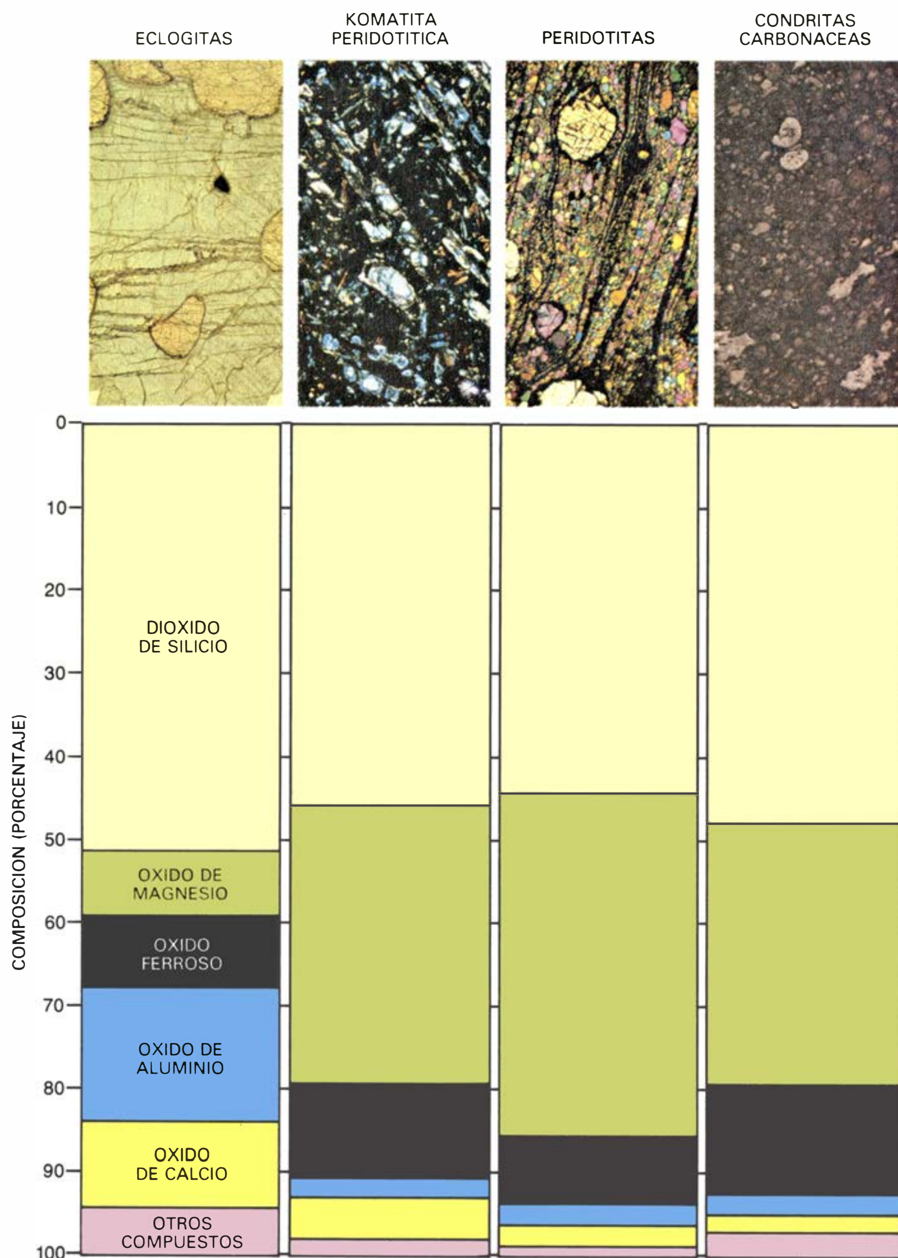
Para correlacionar las medidas altimétricas con el cambio de forma de los fondos marinos tiene que medirse también la profundidad del océano. La batimetría se realiza midiendo el tiempo que tardan las ondas sonoras en ir y volver desde un barco hasta el fondo del mar. Sin embargo, los datos batimétricos sin depurar no pueden utilizarse directamente para cartografiar las protuberancias y depresiones del suelo marino causadas por la circulación del manto. Los cambios en el recorrido de las ondas de longitud de onda corta (cambios que tienen lugar en distancias no largas) los originan fuerzas elásticas del interior de las placas, y nada tienen que ver con el manto. Por ejemplo, cuando se coloca un peso sobre la superficie de una placa, ésta se curva hacia abajo. Las causas normales de la presencia de cargas sobre una placa son las erupciones volcánicas, como las que aún no han terminado la construcción de las islas Hawai.

Watts encontró que la curvatura de la placa originada por el peso de las rocas volcánicas que forman la isla y su parte sumergida influye en un radio de menos de 200 kilómetros. Midiendo los efectos de las cargas sobre la placa en las proximidades de muchas islas y montañas submarinas, Watts ha deducido que las placas oceánicas se comportan como si fueran elásticas con un grosor de 35 kilómetros, o menos. Este tipo de placa es demasiado delgado y flexible para que su respuesta elástica a esfuerzos locales repercuta en las anomalías gravimétricas o batimétricas con una longitud de onda superior a 500 kilómetros. Por consiguiente, en nuestro estudio de la convección del manto hemos eliminado todas las variaciones en la profundidad y en la columna de agua cuyas longitudes de onda no alcancen los 300 kilómetros.

La edad del material que forma la placa es otro factor importante que influye en la profundidad del fondo marino. Las dorsales oceánicas no son muy profundas, porque la placa está caliente y tiene una densidad relativamente baja. Cuando la placa se aleja de la dorsal y se enfría se contrae; la profundidad del océano aumenta, pues, con la edad de la placa del fondo. Datando el fondo marino en razón de sus anomalías magnéticas asociadas con inversiones del campo magnético terrestre, puede cuantificarse cuánta profundidad del mar se debe a la contracción de las placas. Dado que la contracción no está relacionada con las protuberancias y depresiones originadas por la circulación en el manto, de la profundidad observada puede restarse la profundidad originada por la edad de la placa, a fin de obtener la denominada profundidad residual. Esperábamos que las diferencias en las longitudes de onda larga de la variación residual podrían correlacionarse con las diferencias de las longitudes de onda larga de la superficie del mar.

En los océanos Atlántico, Pacífico e Indico se ha encontrado una buena correspondencia entre ambas observaciones [*véase la figura 5*]. Así, el fondo marino alrededor de las Hawai es demasiado poco profundo para su edad y, por ende, la profundidad residual es positiva. (La profundidad deducida a partir de la edad de la placa y la profundidad media son números negativos.) La columna de agua en esta región es también elevada, lo que indica la presencia de una anomalía gravimétrica positiva. Ambas características indican la presencia en el manto de una corriente profunda ascendente y caliente. De forma similar, en muchas regiones demasiado profundas para su edad la superficie del mar está deprimida; pro-

bablemente debajo de estas regiones el manto está hundiéndose. En todos los océanos, las islas volcánicas activas se sitúan en el centro de presuntas regiones ascendentes del manto. Quizá la característica más llamativa de las observaciones sea la ausencia de cualquier relación clara entre el movimiento de las placas y la circulación a pequeña escala del manto inferior. Las regiones ascendentes no suelen ir asociadas con las dorsales mesoceánicas; están distribuidas por todos los fondos marinos. Hay incluso zonas a lo largo de los ejes de las dorsales, tales como la dorsal entre Australia y la Antártida, donde parece existir una corriente descendente del manto.



8. ROCAS QUE FORMAN EL MANTO. Han de ser capaces de producir las mezclas fundidas que sabemos derivan de él. El basalto que ahora erupciona a lo largo de las dorsales centrooceánicas podría haberse formado por una fusión completa de eclogita, cuya composición se muestra al pie de la fotografía de la izquierda. En la primera mitad de la historia de la Tierra, sin embargo, erupcionaron mezclas fundidas mucho más ricas en magnesio que se enfriaron para formar komatita peridotítica. Los cristales largos y delgados evidencian una roca que estuvo en otro tiempo completamente fundida. Estos materiales fundidos podrían proceder de la peridotita, cuya composición se acerca mucho más a la de la komatita peridotítica que a la composición de la eclogita. La composición de la peridotita se parece también a la composición en óxidos de las condritas carbonáceas, meteoritos muy antiguos, similares en su composición, según se cree, al material que formó la Tierra. Las condritas carbonáceas contienen agua, carbón, hierro y níquel metálicos, sulfuros y óxidos, pero estos materiales no se han incluido en la comparación porque se expulsaron, en gran parte, del manto en las primeras diferenciaciones del globo. Las fotomicrografías de eclogita y peridotita han sido suministradas por F. R. Boyd, de la Institución Carnegie, la fotomicrografía de komatita peridotítica por Euan G. Nisbet, de la Universidad de Saskatchewan, y la de las condritas carbonáceas por Lawrence Grossman, de la Universidad de Chicago. Se comparan composiciones típicas que pueden diferir ligeramente de las que corresponden a las muestras presentadas.

El esquema de las regiones ascendentes y descendentes resultante de este método concuerda, en líneas generales, con la predicción de los modelos. El tamaño y la separación de las anomalías gravimétricas son similares a los calculados, y, tal como se predijo, la separación entre las regiones ascendentes y descendentes es mucho menor que el tamaño de las placas. Los datos revelan también la existencia de una ligera elongación del esquema de las regiones ascendentes y descendentes en la dirección del movimiento de las placas. En otras palabras, la circulación a larga escala responsable del movimiento de las placas probablemente está superpuesta a la circulación a pequeña escala que sale en la dirección del movimiento de la placa. Las observaciones corroboran el modelo a dos escalas de las corrientes de convección del manto.

A pesar de que nuestras investigaciones de las profundidades residuales y las anomalías gravimétricas han posibilitado la creación de mapas de regiones emergiendo y hundiéndose, éstos ofrecen muy poca información sobre la profudidad que alcanza la circulación y, ninguna, relativa a su evolución con el tiempo. Para avanzar en la investigación deben relacionarse las características conocidas de los movimientos de convección con observaciones geoquímicas. Lo ideal sería recoger muestras de puntos escogidos del manto y comparar su composición con materiales procedentes de cualquier parte de la Tierra. La mezcla y distribución del material podrían identificarse así a lo largo del tiempo. Desgraciadamente, se producen cambios en la composición elemental del material cuando éste asciende del interior del manto a la superficie, dificultando la deducción de la composición del manto a partir de la composición de la masa fundida. A pesar de todo, se ha progresado merced al diseño de espectrómetros de masas capacitados para cuantificar trazas de distintos isótopos.

Los isótopos de un elemento no se pueden distinguir químicamente; las variaciones en el número de neutrones del núcleo atómico no inciden en su estructura electrónica, que es la única responsable del comportamiento químico del átomo. Por consiguiente, la relación entre la concentración de dos isótopos de un mismo elemento no está afectada por las reacciones químicas a alta temperatura que se producen en los volcanes. Las concentraciones rela-

tivas de algunos isótopos varían con el tiempo, ya que algunos son radiactivos y se desintegran en isótopos de otros elementos. Consecuentemente, cualquier reacción química sucedida en el pasado que hubiera introducido cambios en la abundancia relativa de distintos elementos radiactivos quedaría ahora reflejada en la relación isotópica de los productos de desintegración.

Por ejemplo, la corteza continental se originó por la fusión del manto superior, y este proceso concentró en los continentes mayor cantidad de elemento rubidio que de elemento estroncio. Si, por mor de simplificación, suponemos que la diferenciación de la corteza continental a partir del manto tuvo lugar instantáneamente, justo en el momento siguiente a la fusión, la relación de estroncio 87 a estroncio 86 era la misma en los continentes que en el manto superior. Sucede que el rubidio 87 es radiactivo, con un período de semidesintegración de 48.000 millones de años, haciéndolo en estroncio 87. Así pues, a medida que transcurre el tiempo aumenta la cantidad de estroncio 87 con respecto a la de estroncio 86. Fenómeno que acontece tanto en el manto superior como en los continentes; pero el aumento de la relación es mayor en los continentes, ya que, después de la diferenciación de la corteza continental, hay en éstos más cantidad de rubidio 87. La corteza continental está marcada, así, indeleblemente con una relación característica de estroncio 87 a estroncio 86 mayor que la relación de los dos isótopos en el manto superior.

Las relaciones isotópicas establecidas por desintegración radiactiva pueden utilizarse también para seguir la circulación del material procedente de la corteza, de forma similar al colorante que se añade a una masa de agua para controlar sus movimientos subterráneos. Por ejemplo, se ha encontrado que, en un arco de islas volcánicas, parte del estroncio procede de la corteza continental y que la cantidad de neodimio de origen cortical es mucho menor en los volcanes. Si estos volcanes procedieran directamente de la fusión de la corteza continental, los porcentajes de los isótopos de estroncio y neodimio en los volcanes tendría que ser idéntico a los de los continentes. Dado que el estroncio presenta una influencia continental mayor que el neodimio, debe existir un proceso que transfiera estroncio de los continentes a la región de donde surgen los arcos de islas volcánicas y, al mismo tiempo, no transporte neodimio.

Tal proceso comienza con la erosión continental, que transporta en disolución la mayoría del estroncio de las rocas continentales. La composición isotópica del agua de mar está condicionada por la de los ríos; cuando el agua de mar circula por la corteza oceánica caliente, piénsese en las dorsales centrooceánicas, la mayoría del estroncio continental se deposita en el basalto de la corteza oceánica. La mayoría del neodimio de las rocas continentales, por contra, no se disuelve y permanece en los sedimentos. Cuando la corteza oceánica es arrastrada por la placa que se hunde por debajo del arco de islas volcánicas, funde para dar lugar a una roca enriquecida en estroncio continental, pero no en neodimio continental.

Hay una sorprendente uniformidad de las relaciones isotópicas en todas las mediciones efectuadas en las rocas basálticas procedentes de las dorsales centrooceánicas; todas evidencian la merma originada por la formación de los continentes. Esta uniformidad induce a pensar en un mezclado vigoroso; ¿cómo pudo hacerlo la convección térmica? Nicholas Hoffman, de la Universidad de Cambridge, se ha servido de modelos matemáticos de la convección del manto para estudiar la deformación de una muestra cuadrada del fluido del manto. Y ha descubierto que la mezcla es lo suficientemente intensa como para producir fácilmente, en mil millones de años, la uniformidad observada en las relaciones isotópicas.

Más difícil resulta conocer el origen del material erupcionado a partir de regiones emergentes y calientes del manto. Por ejemplo, las relaciones isotópicas del material volcánico de Hawai tienen un valor intermedio entre las encontradas en las dorsales mesoceánicas y las consideradas típicamente terrestres, mientras que las medidas en Kerguelen, al sur del océano Indico, indican que los materiales proceden de una región más enriquecida en rubidio y samario que el contenido medio terrestre. Para dar cuenta de estas anomalías, el material debe haber permanecido aislado de las regiones de convección del manto por lo menos mil millones de años. Existen dos regiones que podrían cumplir estas condiciones: la litosfera continental y cualquier región del manto, como por ejemplo su parte más inferior, que no se haya visto afectada por corrientes de convección del manto superior. No está claro todavía si estos dos orígenes explican todas las observaciones.

Hay datos de distinto origen según los cuales la convección, a cualquier escala, que tenga lugar en el manto superior estaría confinada en una capa cuyo límite inferior no excediera los 700 kilómetros. Adviértase que los modelos matemáticos que predicen con éxito la distribución de las regiones ascendentes y descendentes de las celdas de convección a pequeña escala consideran que el material circula a una profundidad no superior a los 700 kilómetros. Las relaciones isotópicas pueden también dar una idea aproximada de esta profundidad. El argumento, ingenioso sin duda, resulta algo rebuscado y depende de que se conozcan las cantidades totales de samario y neodimio que existen en la corteza y en el conjunto de la Tierra.

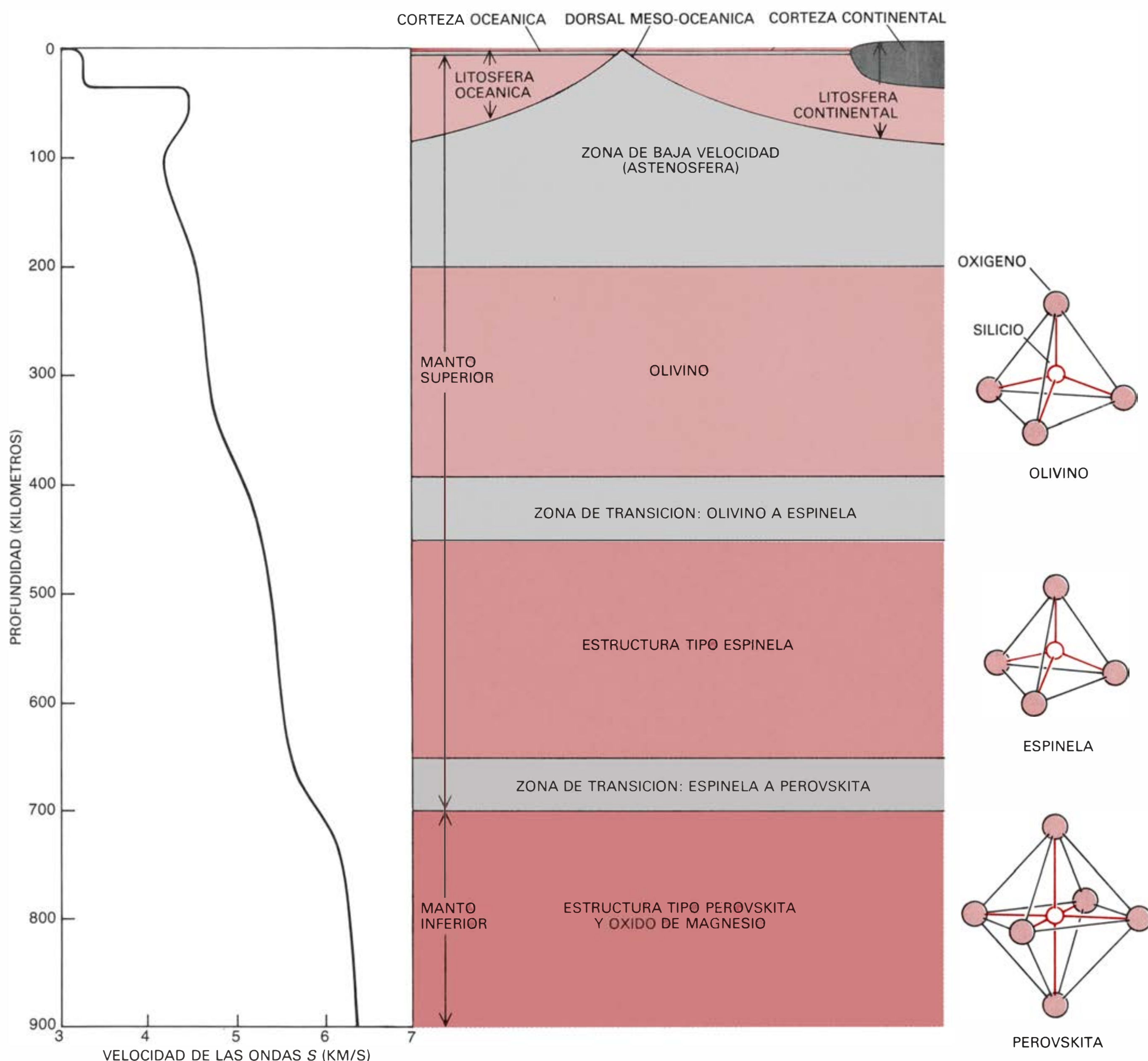
El samario y el neodimio de la corteza se determinan mediante los análisis, muy precisos, efectuados en múltiples rocas distintas de la corteza. La composición media de la Tierra puede deducirse a partir de un tipo de meteoritos, más antiguos que nuestro globo, denominados condritas carbonáceas. La Tierra se formó a partir de una nube de gas y polvo o a partir de meteoritos que tendrían una composición similar a las condritas carbonáceas. A pesar de que el proceso de formación no se conoce en todo su pormenor, parece verosímil que mezcló todas las materias primas elementales. Por consiguiente, cuando se diferenció del manto la corteza, cualquier concentración de un elemento en ésta llevaría consigo la consiguiente disminución de su concentración en el manto. Puesto que pueden medirse las relaciones isotópicas del manto, nos es dado calcular cuánto volumen de éste hubo de empobrecerse para producir la concentración de elementos en la corteza.

Para hacernos una idea de cómo se acometen estos cálculos, fijémonos en dos casos extremos. En el primero, la relación isotópica en el manto del neodimio 143 a neodimio 144 es infinita; en otras palabras no existía neodimio 144 en la parte del manto que originó la corteza. Esta relación sólo se justifica si durante el proceso de diferenciación de la corteza se eliminó todo el neodimio de la mezcla de materiales del manto que sufrían el proceso de convección. El neodimio 143 se generará, en el interior de este manto empobrecido, por desintegración del isótopo samario 147. El volumen de manto relacionado con la diferenciación de la corteza será, por consiguiente, el necesario para originar la cantidad de neodimio presente en la corteza. Dado que puede medirse la cantidad de neodimio en las condritas

carbonáceas y deducir la cantidad total de neodimio en la corteza, llegaremos a conocer fácilmente el volumen de manto involucrado en este proceso.

En el segundo caso, la relación de neodimio 143 a neodimio 144, en el manto, viene a coincidir con la de la media terrestre, incluso admitiendo el mismo enriquecimiento de neodimio de la corteza del primer caso. Por consiguiente, la cantidad de neodimio extraído del manto durante la formación de la corteza ha tenido que ser despreciable si la comparamos con la cantidad total. De aquí se deduce que el volumen del manto implicado en el proceso de formación tuvo que ser bastante considerable.

La situación real está comprendida entre estos dos extremos. Las relaciones isotópicas medidas confirman que, en el nacimiento de la corteza, intervino cerca de un tercio de la masa del manto. En otras palabras, sólo fue necesario un tercio del material del manto, perfectamente mezclado, para originar la abundancia relativa de los elementos y sus isótopos en los continentes. Ahora bien, una tercera parte del manto está comprendida entre la base de la corteza y una profundidad de 700 kilómetros; por tanto, la composición de la corteza y del manto es coherente con la idea según la cual los procesos de convección de los 700 kilómetros superiores del manto están físicamente separados de cualquier proceso de convección del manto inferior. Además, dado que la corteza continental en su mayor parte ha existido como mínimo a lo largo de 2000 millones de años,

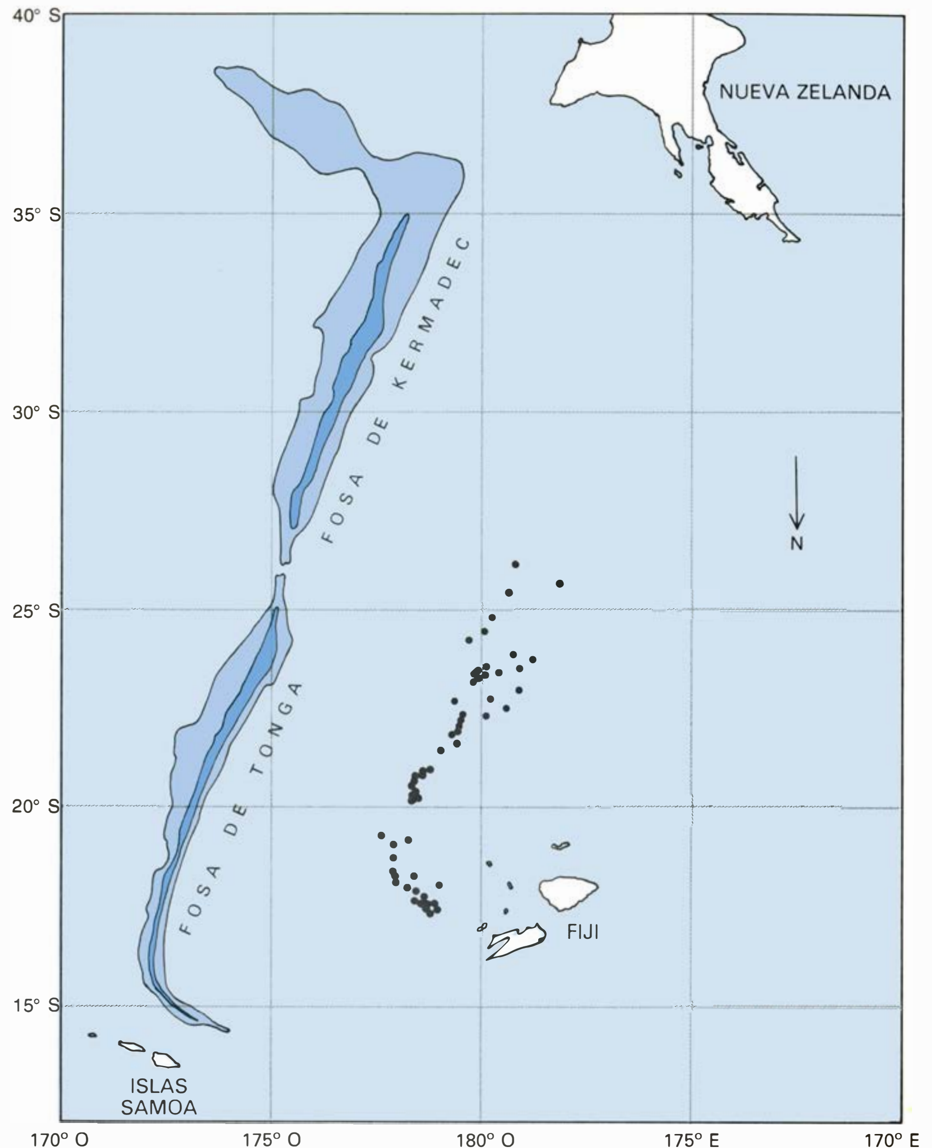


9. PERFIL SISMICO del manto superior, donde se esquematiza una serie de zonas en las que la velocidad de las ondas es relativamente constante, alternando con zonas de transición donde la velocidad aumenta con la profundidad. Imitando, en el laboratorio, las presiones internas del manto superior, se deduce que las zonas obedecen a cambios de fase sólida (reordenación de los átomos que forman la estructura cristalina de los sólidos), y no a cambios en la composición. El material entre la base de la corteza y una profundidad de alrededor de 390 kilómetros es peridotita, cuyo mineral más abundante es el olivino. Cada átomo de silicio de la estructura del olivino está rodeado por 4 átomos de oxígeno (*arriba, a la derecha*). Por debajo de los 390 km hay una zona de transición, donde los átomos de olivino recristalizan en una estructura más compacta del tipo del mineral espinela. Cada átomo de silicio, en la estructura de la espinela, está también rodeado por cuatro átomos de oxígeno (*a la derecha, centro*). El cambio de fase principal a mayor profundidad se produce a presiones que corresponden a una profundidad de 700 km; la estructura de la espinela se desdobla en una mezcla de una estructura aún más densa que se parece a la del mineral perovskita (*abajo, a la derecha*) y de óxido de magnesio. Cada átomo de silicio, en la estructura de perovskita, está rodeado por seis de oxígeno. La zona de baja velocidad, cerca de la parte superior del manto, puede contener una pequeña cantidad de masa fundida.

durante todo este período sólo pudo realizarse un transporte limitado entre el manto inferior y el superior.

Para entender por qué el manto superior puede abrigar procesos de convección separados del resto, hemos de referirnos a su composición. Sea cual sea la composición del manto, su fusión total o parcial debe ser capaz de producir basaltos, roca volcánica común. El fondo oceánico entero está recubierto por una capa de basalto de tres kilómetros de espesor, al menos, generada por la fusión del manto subyacente a las dorsales oceánicas. Enormes volúmenes de basalto salen expulsados por la erupción de volcanes, lejos de las dorsales. La mejor manera de imaginar cómo se puede producir un basalto es seleccionar una roca sólida de su misma composición y fundirla por completo. Vale la eclogita, formada de granates y piroxenos, minerales densos que son estables a altas presiones.

Hay investigadores que creen aún en un manto constituido, en gran parte, por eclogitas. Pero existen serias dificultades para defender este punto de vista. En la primera mitad de la historia de la Tierra, la mayoría del material erupcionado por los volcanes contenía más magnesio que el que pudiera salir de la fusión de una eclogita. Este tipo de masa fundida podría proceder de una peridotita, roca cuyo mineral más abundante es el olivino, un silicato de magnesio (Mg_2SiO_4). Fragmentos de peridotita son arrastrados desde grandes profundidades hasta la superficie por magmas basálticos y predominan también en las rocas encontradas en las "pipas" de kimberlitas que contienen diamantes, estructuras volcánicas originadas en el manto a profundidades de al menos 150 kilómetros. Además, la composición de las condritas carbonáceas es similar a la composición de la peridotita, pero no a la de la eclogita.



10. EPICENTROS DE TERREMOTOS, o sus coordenadas de superficie, se sitúan al oeste de las fosas de Tonga y Kermadec, en el Pacífico Sur, para todos los terremotos detectados a profundidades de 500 a 600 kilómetros por debajo de la superficie. La línea que une los focos de estos terremotos muestra una forma similar a la que ofrece la fosa de Tonga. La similitud revela una estrecha relación entre el material de la base de la fosa y el material de las profundidades. El diagrama se basa en un mapa preparado por Lynn R. Skyes, adscrito al Observatorio Geológico Lamont-Doherty, de la Universidad de Columbia.

Ensayos realizados en el laboratorio demuestran que, si la composición del manto es similar a la de la peridotita, en las rocas que forman los 700 kilómetros superiores del manto deben existir al menos dos cambios en fase sólida. Un cambio de fase en estado sólido lleva implícito una reordenación de los átomos de la estructura cristalina como respuesta a los cambios de presión o temperatura. Algunos experimentos han demostrado que la estructura cristalina del olivino cambia a la de la espinela si está sometido a una presión correspondiente a una profundidad de 390 a 450 kilómetros. Este cambio aumenta la densidad del material en casi un 10 por ciento. El segundo cambio de fase convierte la estructura de la espinela en la de la perovskita; la densidad del material aumenta en otro 10 por ciento. Las diferencias entre la estructura de la perovskita y la espinela son considerablemente más importantes que las diferencias entre la estructura de la espinela y la del olivino. En la estructura de la perovskita, cada átomo de silicio está rodeado por seis átomos de oxígeno; en las estructuras del olivino y de la espinela, cada átomo de silicio está rodeado por cuatro átomos de oxígeno. El cambio de fase a la estructura del tipo perovskita se realiza a una presión que corresponde a una profundidad de alrededor de 700 kilómetros.

Los dos cambios de fase coinciden con las zonas de transición del manto observadas por los sismólogos. La velocidad de las ondas sísmicas originadas por los terremotos aumenta bruscamente entre 390 y 450 kilómetros, fenómeno que se repite alrededor de los 700 kilómetros. También es soprendente que no se hayan detectado terremotos a profundidades superiores a los 700 kilómetros. Recordemos que estos terremotos nos marcan la mayor profundidad a la que puede descender por subducción una porción de material frío del manto, sin quedar asimilado por el nuevo material que lo rodea.

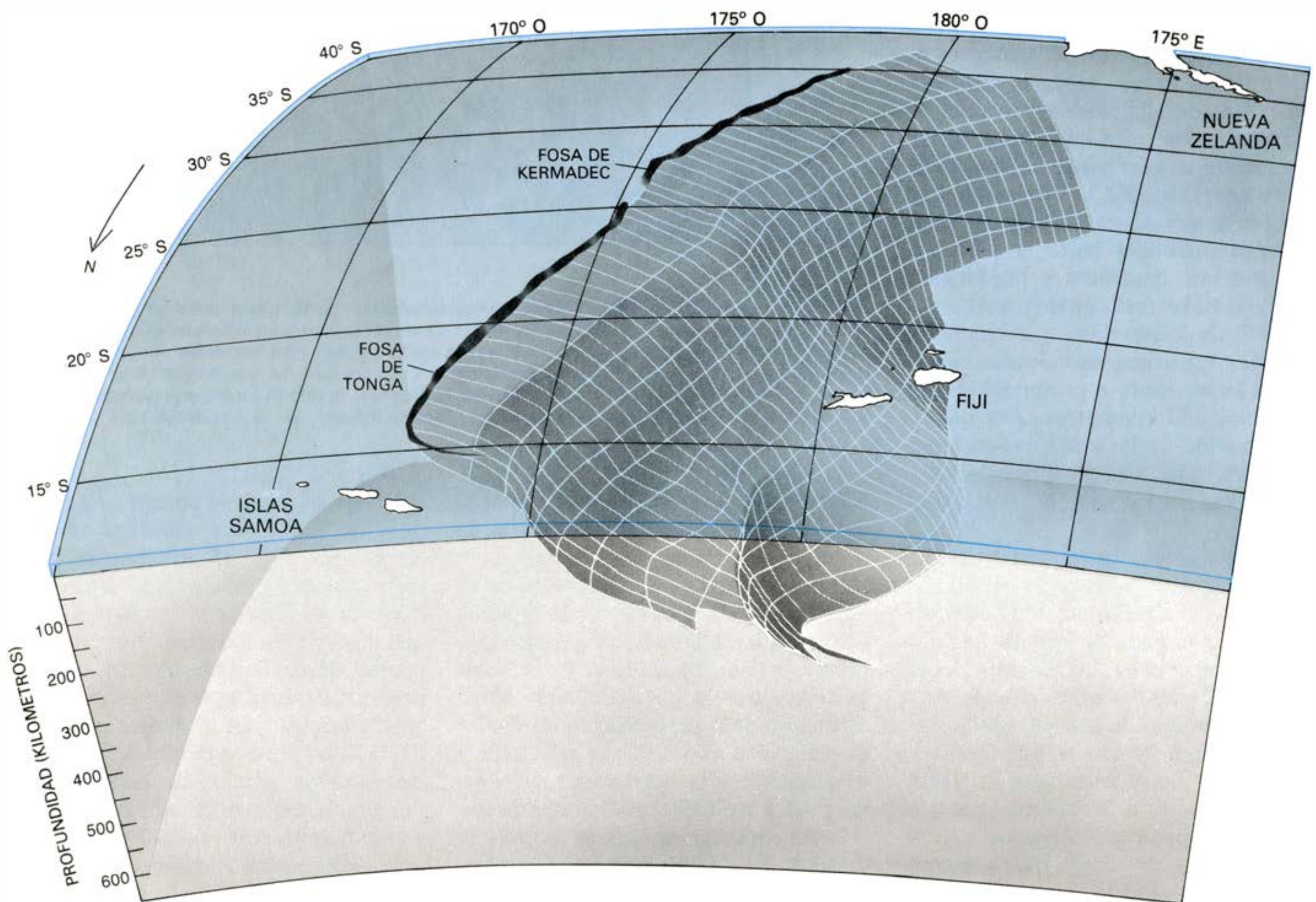
El progreso en la comprensión de la dinámica del manto ha animado a ciertos geofísicos a estudiar la historia térmica de la Tierra. La evolución térmica está regulada por el manto, ya que el núcleo, compuesto mayoritariamente por hierro, es un excelente conductor

del calor; no así el manto, donde el calor es transformado principalmente por convección. La mayor pérdida de calor tiene lugar durante la creación de placas en las dorsales centrooceánicas. La placa caliente se refrigera, en parte, por el agua de mar que circula por entre las rocas, en las proximidades de los ejes de las dorsales y, en parte, por conducción térmica a través de los sedimentos que cubren las zonas más antiguas de la placa. La cantidad total de calor perdido ronda los 40 millones de megawatt.

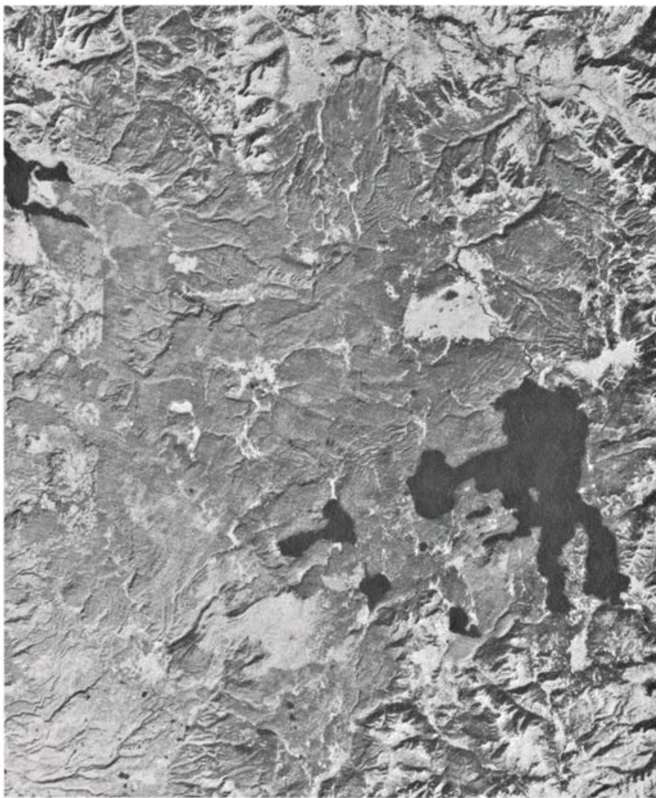
El calor se genera en el interior de la Tierra por desintegración de los isótopos radiactivos de uranio, torio y potasio. La cantidad del calor generado a partir del uranio y el torio se deduce, con bastante aproximación, a partir de la composición de las condritas carbonáceas. Sin embargo, el potasio es un elemento volátil que abunda menos en la Tierra que en las condritas carbonáceas. Su abundancia en la Tierra debe estimarse a partir de la composición de las rocas de la corteza. Tal estimación da un calor total generado de 20 millones de megawatt aproximadamente. Consecuentemente el globo debe estar enfriándose. Hay pruebas directas de que el manto se enfría con el tiempo. Sólo durante la primera mitad de la historia de la Tierra erupcionaron en abundancia rocas volcánicas con alto contenido de magnesio, lo que nos indica que la roca de la que proceden no podía ser una eclogita. A causa de su composición, en el momento de su salida tenían que estar a una temperatura de 200 grados Celsius por encima de cualquier roca volcánica de erupciones actuales.

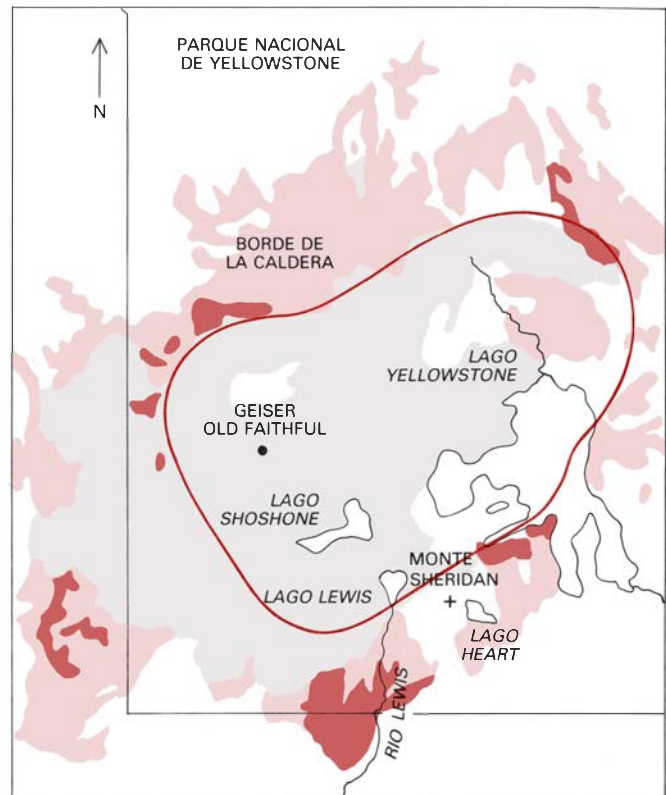
El calor que se está perdiendo procede en parte de la alta proporción de calor generado radiactivamente en el pasado, y probablemente también del calor producido en la formación de la Tierra. Si ésta fuera un conductor perfecto, la relación entre calor perdido y generado hubiese estado siempre equilibrada. La realidad es que el manto es un mal conductor y puede almacenar calor que se va perdiendo lentamente a medida que él mismo y el núcleo se enfrían. El tiempo de respuesta entre la pérdida de calor de la Tierra y los cambios en su generación nos indica cuáles son las propiedades aislantes globales del manto.

Se han realizado ya cálculos suponiendo que las corrientes de convección transportan calor por todo el manto, lo que nos da un tiempo de respuesta demasiado corto. En otras palabras, la convección en todo el manto transportaría calor a la superficie con tanta eficacia que no se cumpliría la proporción observada entre calor perdido y calor generado. En este modelo, la proporción de calor perdido nunca podría doblar la del calor generado, porque no podría almacenarse en la Tierra el tiempo suficiente. Por otra parte, si la circulación en el manto superior está separada de la circulación en el manto inferior, el superior puede actuar como un aislante térmico, pudiendo en este caso almacenarse el calor en el manto inferior. En principio, el mecanismo de aislamiento es similar al utilizado en las casas con doble cristal: la cantidad de calor que se pierde en una casa es



11. FOCOS DE LOS TERREMOTOS a todas profundidades al oeste de las fosas de Tonga y Kermadec. Están ajustados por un computador sobre una superficie suavemente descendente. La superficie puede asimilarse al plano central de una laja descendente de la litosfera, que está subduciéndose en el interior del manto bajo un arco insular. El arco insular mantiene su forma general en la laja, en todas las profundidades. Se cree que el arco insular cabalga sobre la laja sumergida y le da forma tal como el cortante de un torno. La existencia de estas lajas es una prueba muy importante de una circulación relativamente rápida dentro del manto. El diagrama se funda en una superficie generada por computador construida por Bryan L. Isacks.





12. EN LA CALDERA DE YELLOWSTONE tenemos una de las pocas estructuras volcánicas en una región continental que se sabe asociada con una anomalía gravimétrica de longitud de onda larga y, por tanto, con una región caliente y ascendente, del manto. En la mayoría de las áreas continentales, la convección en el manto no se ha cartografiado porque apenas si se conoce el campo gravitatorio. Un par de satélites espaciales que giran alrededor de la Tierra a una altura de menos de 200 kilómetros podrían diseñar un mapamundi del campo gravitatorio de gran longitud de onda; los volcanes que están directamente relacionados con los movimientos del manto podrían distinguirse de los que no lo están. La NASA estudia actualmente este proyecto. Las áreas pintadas en color oscuro, en el mapa de la derecha, son acumulaciones de riolita (roca volcánica vítrea) que empezó su erupción hace 1,2 millones de años, antes de que la región interna al borde de la caldera se colapsara; las áreas coloreadas más claras son coladas de cenizas riolíticas depositadas durante el momento culminante del colapso del techo de la cámara magmática bajo la caldera. En tonalidad gris aparecen las erupciones posteriores.

menor si colocamos una capa de convección de aire entre un vidrio y otro.

No hay acuerdo unánime posible entre los geofísicos que examinan las conclusiones anteriores o cualquier otra conclusión que dependa de las propiedades del manto inferior. Por ser tan poco lo que se sabe del manto a profundidades superiores a los 700 kilómetros, las especulaciones teóricas campan sin freno. Se cree que la composición del manto inferior es similar a la de las condritas carbonáceas, pero no es posible todavía excluir aumentos de un 5 por ciento en la relación hierro-magnesio. Un cambio de este tipo aumentaría la densidad en casi un dos por ciento, lo que vendría a sumarse al aumento de la densidad originado por el cambio de fase de estructuras de tipo espinela a estructuras de tipo perovskita. Incluso tan pequeños cambios en la densidad podrían incidir de una manera decisiva en el intercambio de material entre el manto superior y el inferior. No hay signos de que dentro del manto inferior exista ningún otro cambio de fase importante, aunque no sería sorprendente que no se hubiera detectado aún alguna zona de transición menor. Sin embargo, a unos 200 kilómetros del núcleo, la velocidad de las ondas sísmicas es variable dispersándose en todas direcciones. La causa de estas variaciones no está clara; y hasta ahora, no se ha intentado cartografiar sistemáticamente los cambios de velocidad y relacionarlos con otras características.

Desde hace poco se dispone de un instrumento simple e ingenioso denominado "yunque de diamante" que permite que, en el laboratorio, se pueda por vez primera someter los materiales a las enormes presiones existentes en el manto inferior o en el núcleo. Se coloca una muestra de mineral entre dos afiladas puntas de diamante de calidad gema; se le comprime apretando a mano un tornillo. A pesar de que la fuerza que genera esta presión sobre la muestra no es muy grande, ésta se aplica sobre una superficie tan pequeña que entre las dos puntas del yunque se desarrolla una presión mucho mayor que la que se efectuaría mediante una gran prensa hidráulica. Analizando las diminutas muestras comprimidas por el yunque, se han descubierto nuevos cambios de base que podrían producirse en el manto inferior.

Veinte años atrás, muchos geólogos, partidarios o no de la deriva continental, basaban su postura, consciente o inconscientemente, en un modelo estático de la Tierra. Esta situación cambió totalmente con la aceptación general de la tectónica de placas y la expansión de los fondos marinos. El efecto producido por los estudios de la dinámica del manto tuvo una especial significación, ya que la tectónica de placas establecía la existencia de convección en el manto, sin informar qué fuerzas la causaban. Algunos de los primeros esfuerzos por desentrañar la dinámica del manto se limitaron a establecer una circulación con el movimiento de las placas y un flujo de retorno que transportaba material del manto desde las fosas hasta las dorsales. El modelo dinámico y las mediciones del campo gravitatorio han demostrado sin ambigüedades que la mayoría de las circulaciones de convección no están relacionadas ni con el movimiento ni con los límites de las placas. Yo diría que conocemos bien las líneas generales de la dinámica del manto superior; el reto lo tenemos en descubrir cómo se comporta el manto inferior, mucho más masivo.

Ciencia y sociedad

El mensaje mitocondrial

Es de dominio público que los padres pueden transferir a su prole secuencias erróneas de nucleótidos de ADN, provocando trastornos congénitos del metabolismo en la descendencia. Las secuencias nucleotídicas portan las instrucciones de síntesis de enzimas y otras proteínas esenciales para la vida de la célula. El desbaratamiento de las secuencias correctas puede, por tanto, provocar la síntesis de proteínas anormales o impedir la elaboración de una proteína necesaria. En todos los casos habituales de trastornos metabólicos heredados, como los de la anemia falciforme o la betatalasemia, la información genética alterada reside en el ADN de los cromosomas del núcleo. Pero no todo el material genético de las células se aloja en el núcleo. También las mitocondrias, orgánulos productores de energía que, en gran número, se hallan en el citoplasma que rodea el núcleo, lo poseen. En un número reciente de *The New England Journal of Medicine*, Joseph Egger y John Wilson, del Hospital Infantil de Londres, informan del primer caso demostrado de transmisión de un trastorno metabólico por parte del ADN mitocondrial.

Las mitocondrias constan de una membrana externa, dispuesta sobre otra interna, formando el conjunto una especie de bacilo complejo e irregular. En el espacio que queda entre ambas membranas se ubican numerosas copias de un vasto conjunto de enzimas. Median éstos la oxidación del pirúvico, ácidos grasos y aminoácidos a dióxido de carbono y agua. La oxidación está acoplada a la síntesis de adenosín trifosfato (ATP), molécula que actúa de combustible en múltiples reacciones celulares.

Para desempeñar su función de síntesis de ATP, las mitocondrias precisan un juego completo de enzimas. La información genética imprescindible para la síntesis de los enzimas se reparte entre el ADN nuclear y el ADN mitocondrial. La mayoría de los componentes enzimáticos están codificados en los cromosomas; el resto viene determinado por el material genético de las mitocondrias: un anillo de ADN bicatenario que, en los humanos, abarca algunos miles de nucleótidos. Las proteínas codificadas por los cromosomas se elaboran en el citoplasma, por los ribosomas, y se transportan a la mitocondria. Las proteínas codificadas en las mitocondrias se elaboran en éstas, por ribosomas propios.

Puesto que la codificación de los enzimas se da en parte en el núcleo y en parte en las mitocondrias, cualquier trastorno genético del orgánulo puede proceder tanto del ADN nuclear como del mitocondrial. Los tipos de herencia con que se transmiten los caracteres regulados en el núcleo y en las mitocondrias son, sin embargo, muy distintos.

El modelo nuclear es de herencia mendeliana. Cualquier carácter que exhiba tal tipo de herencia está determinado, al menos, por dos genes, cada uno situado en un miembro distinto de una pareja de cromosomas. Los gametos (espermatozoos u óvulos) contienen sólo uno de los miembros de la pareja de cromosomas. Un descendiente en concreto, por tanto, no tiene necesariamente que exhibir aquel carácter; el rasgo se repartirá entre la prole de forma compleja: unos descendientes lo presentará y otros no. Tal modelo de herencia se dice que presenta segregación y, conociendo la dominancia o recesividad del carácter, puede calcularse con bastante precisión la probabilidad de heredarlo. Resulta obvio que un rasgo de tipo mendeliano puede heredarse tanto de la madre como del padre, puesto que el huevo o zigoto (el óvulo fecundado) posee un juego de cromosomas de cada progenitor.

Los rasgos codificados en las mitocondrias siguen un modelo de herencia muy distinto. La casi totalidad de mitocondrias del huevo proceden de la madre. El espermatozoo no aporta prácticamente citoplasma al zigoto, por lo que los orgánulos de origen paterno son muy escasos, si no nulos. El ADN mitocondrial procede, pues, casi exclusivamente de la madre.

Egger y Wilson apreciaron la aparición del síndrome denominado de citopatía mitocondrial en sucesivas generaciones de 30 familias; en todas ellas se conocía la existencia de ese trastorno en un mínimo de dos generaciones. La citopatía mitocondrial comporta defectos de forma en la mitocondria y de estructura en diversos enzimas mitocondriales. Los síntomas de la enfermedad son estatura baja, debilidad muscular y numerosas disfunciones de determinados órganos.

En 27 de las 30 familias, la enfermedad se transmitió exclusivamente por vía materna. Cincuenta y una madres, y sólo tres padres, pasaron la enfermedad a su prole. De los 130 gemelos incluidos entre los pacientes en que se diagnosticó la enfermedad, 89 mostraban los síntomas del mal. Tal proporción supera en mucho a la que cabe esperar de la segregación mendeliana.

Egger y Wilson concluyen que la citopatía mitcondrial se transmite por el ADN mitocondrial. Para justificar el hecho de que la dolencia se transmitiera en ocasiones por vía paterna, proponen que un gen mitocondrial podría incorporarse al genoma nuclear. Tras su inclusión en un cromosoma, el gen se transmitiría de acuerdo con las reglas de la herencia mendeliana.

Si todo el ADN mitocondrial de una madre presentara el mismo defecto en sus secuencias nucleotídicas, y los gametos recibieran copias de todos los genes mitocondriales maternos, la prole de una madre que padeciera el mal presentaría la dolencia con el mismo grado de intensidad. Sin embargo, en las observaciones de Egger y Wilson se daba una considerable variación en la gravedad de los síntomas; incluso había niños que no presentaban la dolencia. Quizá no todas las mitocondrias de la madre presentaran el error de secuencia. Al formarse los gametos, las copias de los genes mitocondriales se reparten a los óvulos según una distribución no mendeliana, de ahí que el número de copias de genes aberrantes varíen de un óvulo a otro, y, por tanto, que la gravedad de la enfermedad no sea la misma entre los descendientes.

Plan quinquenal

Aunque la construcción de centrales nucleares ha decaído apreciablemente en España y en otros países, la industria sigue en expansión en varias naciones. Francia, por ejemplo, obtiene el 40 por ciento de su energía eléctrica de fuente nuclear, y pretende alcanzar el 85 por ciento a finales de siglo. Se sabe del interés de la Unión Soviética por ampliar su capacidad en ese senti-

do, pero las noticias que llegan son escuetas y escasas. Algo se desvela ahora en un artículo publicado en el boletín de la *AIEA*, Agencia Internacional de Energía Atómica, y que firma B. A. Semenov, director general del ente y jefe de su departamento de energía nuclear y seguridad.

Según Semenov, a finales del año pasado la capacidad total instalada de los reactores nucleares soviéticos superaba los 18.000 megawatt; en 1981 generaban 86.000 millones de kilowatt-hora de electricidad, esto es, un 6,5 por ciento de la energía eléctrica. (El Forum Atómico Industrial contabilizó recientemente 37 reactores en funcionamiento en la Unión Soviética, pero no pudo establecer cuánta electricidad generaban. Estados Unidos dispone de 72 reactores comerciales en marcha, que aportan el 13 por ciento de la energía.)

Se aprecia el ritmo del programa ruso en la afirmación de Semenov de que "durante el próximo quinquenio, la cifra de generación se triplicará de lejos, para llegar a los 220.000 millones de kilowatt-hora en 1985". (El actual plan quinquenal soviético de desarrollo económico cubre el período que va de principios de 1981 a finales de 1985.) Es más, "puesto que, según lo proyectado, la producción total de energía eléctrica del país se incrementará hasta 1,5 billones de kilowatt-hora, las centrales nucleares aportarán el 14 por ciento de la producción total de electricidad en 1985, porcentaje que en la región europea se elevará al 24 por ciento".

Las grandes diferencias que se registran entre las regiones europeas y asiática de la Unión Soviética constituyen una de las dos razones esgrimidas por Semenov para justificar la decisión rusa "de primar la energía nuclear como fuente principal de energía". Cerca del 80 por ciento de las fuentes de energía soviéticas se concentran en la región oriental, mientras que el 75 por ciento de la población y de los consumidores de energía se hallan en la zona europea. El transporte de combustible de este a oeste supone cerca del 40 por ciento de las operaciones de transporte ferroviario del país. La segunda razón es que "la energía nuclear es menos dañina para el ambiente que las convencionales".

Aunque la Unión Soviética inauguró su primera central de energía nuclear en 1954, el ritmo de expansión ha sido más rápido estos últimos años. De los 18.000 megawatt de capacidad nuclear instalada, unos 12,5 millones los aportan instalaciones puestas en funcionamiento en el período que va de 1976 a 1982. El ritmo de introducción de energía nuclear casi se triplicó el último quinquenio, respecto al anterior. La proporción con que se introducen instalaciones de obtención de energía nuclear es 2,5 veces superior a la de introducción de centrales que consumen combustibles fósiles. Durante el quinquenio en cuestión, según Semenov, la construcción de centrales de combustibles fósiles en la zona europea "cesará, prácticamente, y en 1985 casi todo el incremento de la capacidad instalada será de centrales nucleares".

La Unión Soviética presta igualmente especial atención a los reactores nodriza, diseñados para producir más combustible del que consumen. (El programa actual se apoya en dos tipos de reactor: el WWER presurizado, moderado y refrigerado por agua ligera, y el RBMK, moderado por grafito y refrigerado por agua ligera.) Los reactores nodriza tienen "prioridad especial", dice Semenov, porque la Unión Soviética "reconoce claramente que la solución a largo plazo de los problemas de combustible de programas nucleares de largo alcance requiere el uso generalizado de reactores nodriza".

La corteza oceánica

Se crea y se destruye al fluir desde dorsales mesoceánicas hasta zonas de subducción, donde se sumerge y regresa al manto. El recurso a los sumergibles y los nuevos instrumentos ofrecen una imagen desconocida

Jean Francheteau

En estricto rigor geológico nuestro planeta se acerca más a la noción de océano que de tierra. No sólo porque el agua lo cubra hasta un 70 por ciento, sino también porque sobre el 60 por ciento de su superficie sólida se sitúa una delgada corteza, elaborada en una fábrica geológica única que se encuentra en medio del océano. El primer pedazo de corteza oceánica que se identificó lo extrajo el barco de vapor cablero británico *Faraday* en 1874. Había zarpado hacia el Atlántico Norte con la misión de reparar un cable telegráfico. Este se había roto a 2242 brazas de agua, donde atravesaba una gran prominencia del fondo oceánico que luego se llamó meseta de Faraday. El buque iba equipado con un gran arpeo para levantar cables del fondo.

Recordaba el geólogo inglés Marshall Hall: "mientras aferrábamos el cable telegráfico roto, el barco enganchó los duros garfios del arpeo en una roca, que resistió una tensión de unas 27,5 toneladas, bajo la cual se habría roto cualquier cosa que no fuera un cable de fabricación maravillosamente perfecta. Puesto que lo era, lo que cedió fue la roca, y subió un trozo de basalto negro de 21 libras de peso. Esta masa mostraba indicios de haber sido arrancada". Se llevaron la roca basáltica a Inglaterra, y en 1876 Hall y J. Clifton Ward la examinaron y describieron.

Un siglo después del hallazgo de su primer trozo, la corteza oceánica ocupa un puesto central en las ciencias de la Tierra. Hoy se sabe que la meseta de Faraday es un segmento de un sistema de dorsales de 59.000 kilómetros que circunda el globo bajo el mar. La dorsal mesoceánica es de gran trascendencia en la teoría de la tectónica de placas, que transformó la geología a fines de los años 60 y principios de los 70. Señala el límite entre dos placas rígidas apoyadas sobre el manto terrestre subyacente. En la dorsal, las placas se separan lentamente y sube roca subyacente, que rellena el hueco mientras se funde. De este modo, cada año se forman varios kilómetros cuadrados de corteza oceánica nueva en la cresta de las dorsales mesoceánicas. La corteza así formada difiere profundamente de la corteza de los continentes. En la escala geológica del tiempo, es un orden de magnitud más moderna que la corteza continental y posee una composición completamente diferente de la que ostentan las masas continentales.

Tras muchas décadas de observación, sintetizada en la hipótesis de la tectónica de placas, sabemos hoy dónde y, más o menos, cómo se forma corteza oceánica. Con todo, la estructura detallada de la corteza no se conoce tan bien. Por ello, a fines de los años 70 y principios de los 80 los trabajos sobre corteza oceánica han pasado de la elaboración de una teoría global a la investigación de detalles sobre su estructura y composición. Hoy, la corteza oceánica se revela mucho más diversificada, tanto en su topografía como en su estructura en capas, de lo que antes se pensó. Los refinamientos logrados en la comprensión de la corteza oceánica se deben en gran parte a técnicas nuevas de observación del fondo del mar, que sigue siendo una de las partes menos accesibles de la superficie del planeta.

Las mediciones, desde satélites, del campo gravitatorio sobre los océanos están proporcionando un cuadro mejorado de la topografía general del suelo marino. La topografía detallada se cartografía mediante nuevos métodos acústicos. Las capas de la corteza se investigan por medio de perforaciones de profundidad, métodos sísmicos nuevos y mediciones de conductividad eléctrica. El cúmulo de información que tales técnicas ponen al alcance está cambiando rápidamente la idea que se tenía de la corteza oceánica. La investigación no se ha agotado en absoluto, pero en pocos años cabe contar con una representación bastante ajustada de la delgada corteza que cubre la mayor parte de la superficie sólida de la Tierra.

En la teoría de la tectónica de placas, la corteza y el manto superior terrestre se dividen en litosfera, o capa dura, y astenosfera, o capa blanda. La litosfera comprende la corteza y parte del manto superior. En el océano, por término medio, la corteza alcanza un grosor de cinco a siete kilómetros; lejos de la cresta de la dorsal, la litosfera mide unos 100 kilómetros de grosor. La litosfera se rompe en una serie de placas bastante rígidas que se parecen mucho a balsas que flotaran sobre el material menos rígido de la astenosfera.

Las placas se desplazan una en relación a otra a velocidades de unos cuantos centímetros por año; el límite entre dos placas puede describirse en función del movimiento relativo de las mismas. En bordes divergentes, las placas se separan. En bordes convergentes, las placas se acercan una a otra; gene-

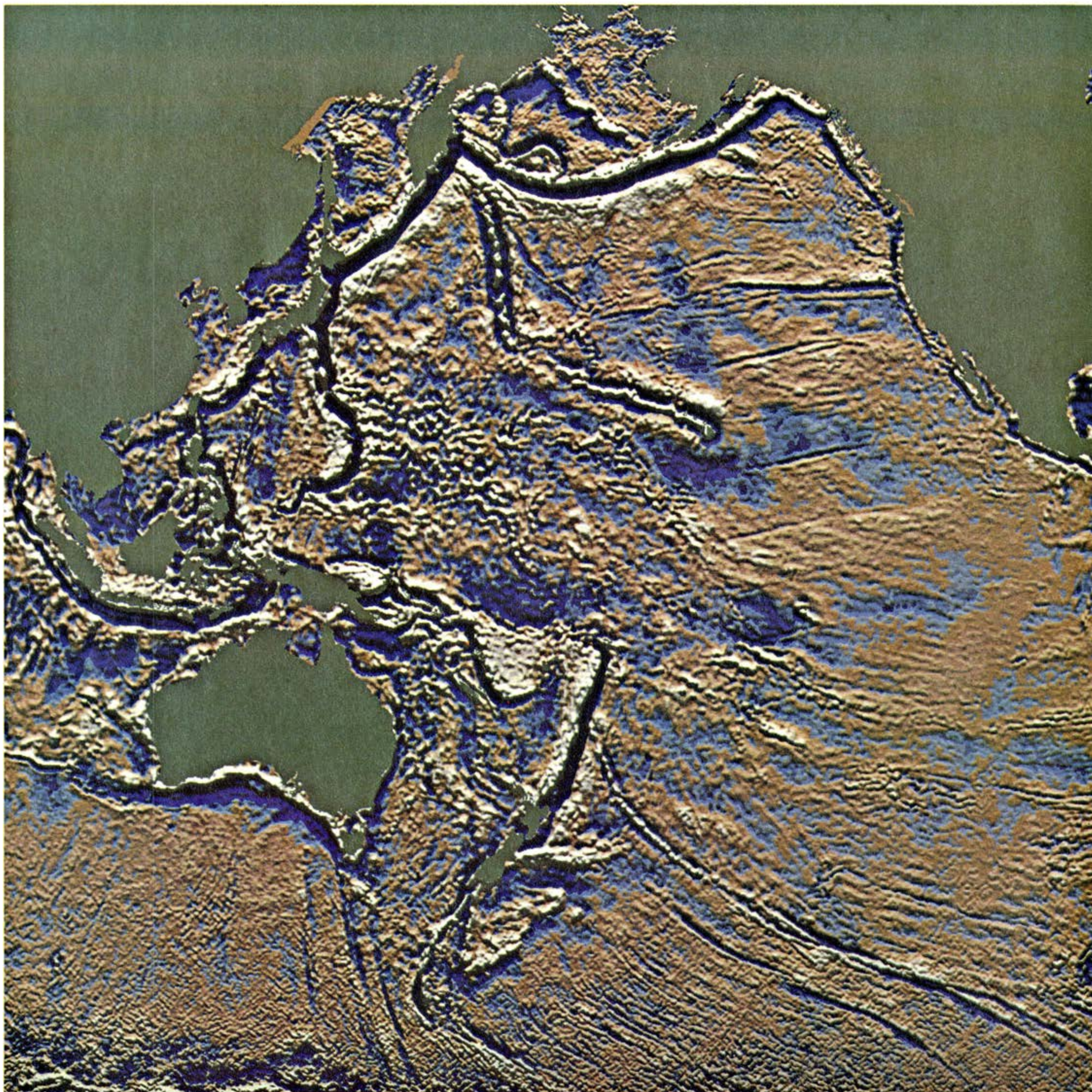
1. DORSAL DEL PACIFICO ORIENTAL. Se aprecia como una región elevada que discurre aproximadamente de norte a sur en el mapa topográfico de la página opuesta, que representa el océano Pacífico frente a la costa de Sudamérica. En marrón se indican las regiones someras, en amarillo, regiones intermedias, y, en verde, regiones profundas. La dorsal del Pacífico oriental forma parte de un sistema de dorsales que circunda la tierra bajo el mar. Cada dorsal señala el lugar donde divergen dos placas litosféricas: la dorsal del Pacífico oriental es el límite entre la placa Pacífica y la placa Nazca. Conforme se separan las placas, mana del manto material fundido, que rellena el hueco y crea corteza oceánica nueva. El eje de la dorsal está atravesado por numerosas fallas, de considerable tamaño, llamadas fallas transformantes. El mapa se basa en sondeos de la profundidad efectuados por buques de investigación; los datos los compiló el Servicio Oceanográfico de la Marina de los Estados Unidos. El mapa se confeccionó y coloreó con un ordenador en el Observatorio Geológico Lamont-Doherty, de la Universidad de Columbia.



ralmente una placa se sumerge bajo la otra dentro de la astenosfera en un proceso, así llamado, de subducción. En los bordes transformantes, las placas resbalan una por delante de la otra. El centro expansivo de la dorsal mesoceánica, donde se inyecta en la corteza roca fundida del manto, es un borde de placa divergente.

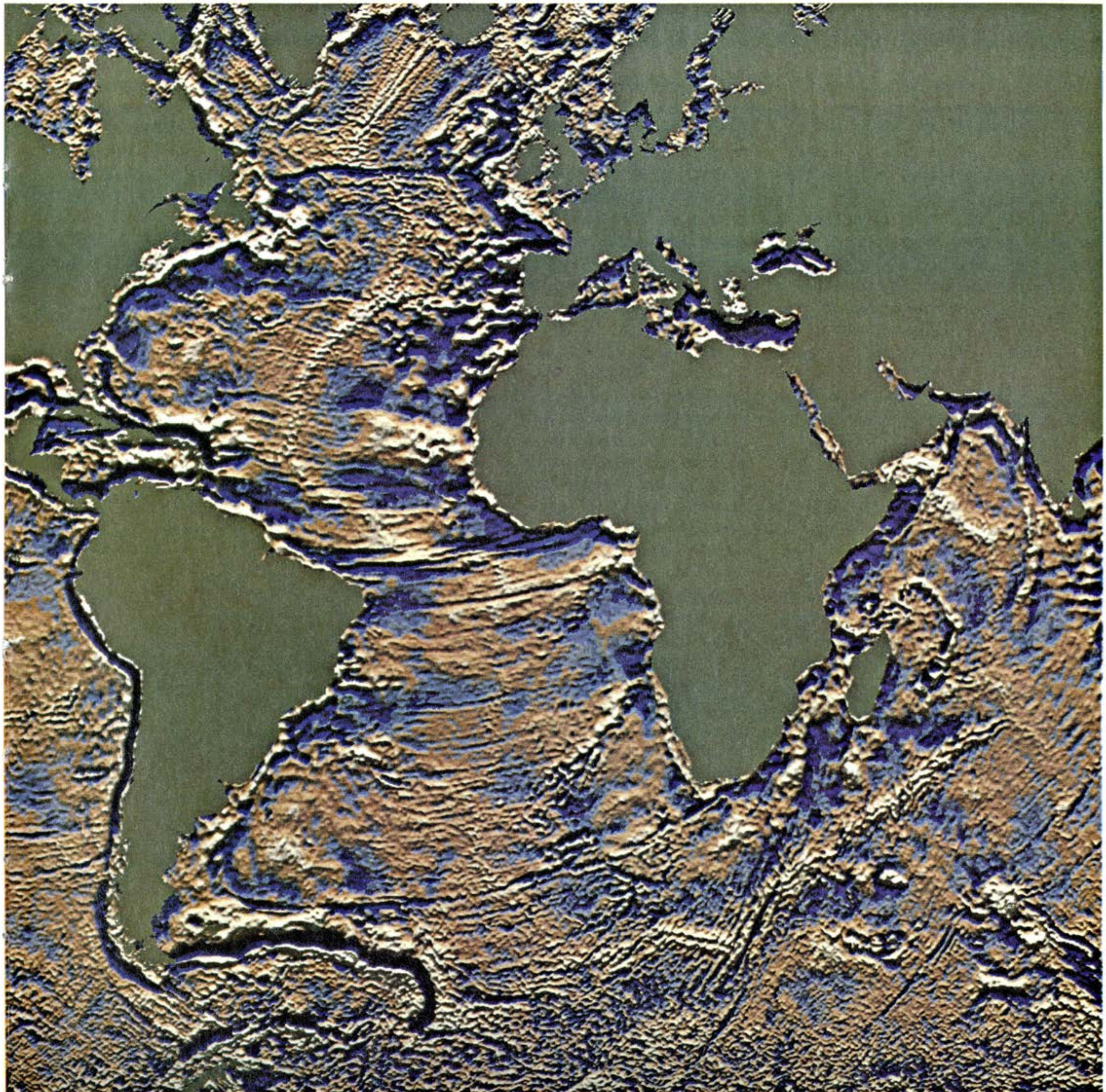
El manto subyacente al centro de expansión está compuesto principalmente de peridotita, tipo de roca constituido en su mayor parte por el mineral olivino, que, a su vez, consta primordialmente de magnesio, hierro, oxígeno y silicio, aunque, comparado con las rocas de la corteza, es pobre en silicio. La separación de las placas en la dorsal reduce la presión hacia abajo a que está sujeta la roca del manto subyacente. Parte del manto empieza entonces a ascender; la zona de ascenso se extiende desde una profundidad de 50 a 70 kilómetros hasta la base de la corteza. La descompresión de material del manto es adiabática, es decir, tiene lugar sin pérdida de calor, y en tales condiciones la peridotita empieza a fundirse conforme sube.

En su vía hacia la superficie no toda



2. REPRESENTACION GEOTECTONICA basada en mediciones de la gravedad desde satélite. Revela los accidentes tectónicos del fondo oceánico como si los mares se hubieran secado. Las zonas blancas corresponden a los campos de alta gravedad asociados a regiones someras del fondo oceánico; las zonas azules a los campos de baja gravedad asociados a regiones profundas y las zonas rojas a campos de gravedad intermedia. La faja elevada roja y blanca que queda entre Europa y América señala la dorsal mesoatlántica. Las líneas en azul oscuro del Pacífico occidental indican el efecto de fosas oceánicas profundas; las fosas aparecen rodeadas de regiones someras. La diagonal irregular del Pacífico recorre la cadena de montes submarinos Emperador-Hawai.

la peridotita se funde. En general, el basalto líquido inyectado en el centro de expansión se forma por la fusión del 10 al 20 por ciento de la roca del manto que sube. La roca fundida se reúne en una cámara magmática, en la base de la corteza, donde se separa por fraccionamiento de cristalización en porciones de composición diferente. Las fracciones quedan sobre un sólido residual de composición peridotítica. En el interior de la cámara, el enfriamiento lento y el fraccionamiento por cristalización da lugar a la formación de gabro, un tipo de roca que, además de olivino, contiene minerales plagioclasas, que constan principalmente de silicio, oxígeno, sodio y calcio. Los gabros y otras rocas que se forman por acumulación constituyen la capa inferior de la corteza. El líquido basáltico de la parte superior de la cámara llega a la superficie a través de un sistema de pasadizos verticales. Ya en la superficie, el líquido fluye cuesta abajo por las laderas de la dorsal y se endurece en láminas o en formas redondeadas llamadas lavas almohadilladas. Que resulte una forma u otra depende de la pendiente de la dorsal y de la velocidad a la que hace extrusión



Un monte submarino corresponde a un volcán submarino; Hawai queda en el extremo meridional de la cadena. El mapa se basa en mediciones de la profundidad del mar efectuadas por el *Seasat*, un satélite lanzado por la NASA en 1978. William F. Haxby, de Lamont-Doherty, desarrolló los métodos de ordenador para obtener imágenes tectónicas. Las diferencias de masa entre las rocas del fondo del mar se traducen en variaciones de la gravedad: los montes submarinos tienen un campo de gravedad alto y las fosas tienen un campo bajo. Por consiguiente, el agua tiende a "concentrarse" sobre los montes submarinos y a hacer lo contrario en las fosas. Gracias a ello, de la altura de la superficie marina puede deducirse el perfil del fondo del océano.

la lava. Además, conforme se van separando las placas, el magma ascendente se endurece en una serie de diques: láminas verticales compactas.

La inyección de magma, o líquido de silicato fundido, rellena el hueco dejado por la separación de las placas. Sin embargo, las placas siguen divergiendo y el tapón acaba por romperse y abrirse. Empieza un nuevo ciclo de ascenso astenosférico, fusión de peridotita, separación en la cámara magmática y extrusión. Entre tanto, la corteza formada en la ronda anterior de ascenso se aleja del centro de expansión. Al desplazarse, la corteza se modifica. La tensión que ejerce el movimiento continuo de placas puede resolverse en una serie de fisuras y fallas paralelas a la dirección, o eje longitudinal, de la cresta de la dorsal.

A medida que la corteza se enfría, en sus capas superiores aparecen muchas grietas pequeñas. En las grietas y las fisuras producidas por la tensión que se aplica a la corteza penetra agua de mar. El agua fluye hacia la corteza, se calienta y vuelve a subir a la superficie de la corteza. Tal circulación hidrotermal arrastra, por lixiviación eficaz de la roca, compuestos solubles en agua. Se lixivian con particular intensidad los elementos metálicos, que forman fácilmente complejos iónicos. Los elementos lixiviados son arrastrados hacia arriba y el agua marina caliente, con su carga de metales, se expulsa al océano a través de chimeneas próximas a la cresta de la dorsal. El descubrimiento de las chimeneas y de las comunidades biológicas exóticas que se apiñan a su alrededor constituyó uno de los hallazgos más emocionantes de la ciencia oceánica a fines de la década de 1970.

La circulación de agua caliente y las fuentes someras de calor provocan cambios metamórficos en la corteza inferior y rápidos cambios químicos en la corteza superior. Además, conforme la corteza se desplaza hacia afuera, una capa de sedimento se deposita en su capa superior. Los sedimentos constan principalmente de restos de plantas y animales oceánicos minúsculos. Por consiguiente, el tipo de sedimento que se deposita y la profundidad de la cubierta de sedimento dependen primordialmente de la actividad biológica del océano.

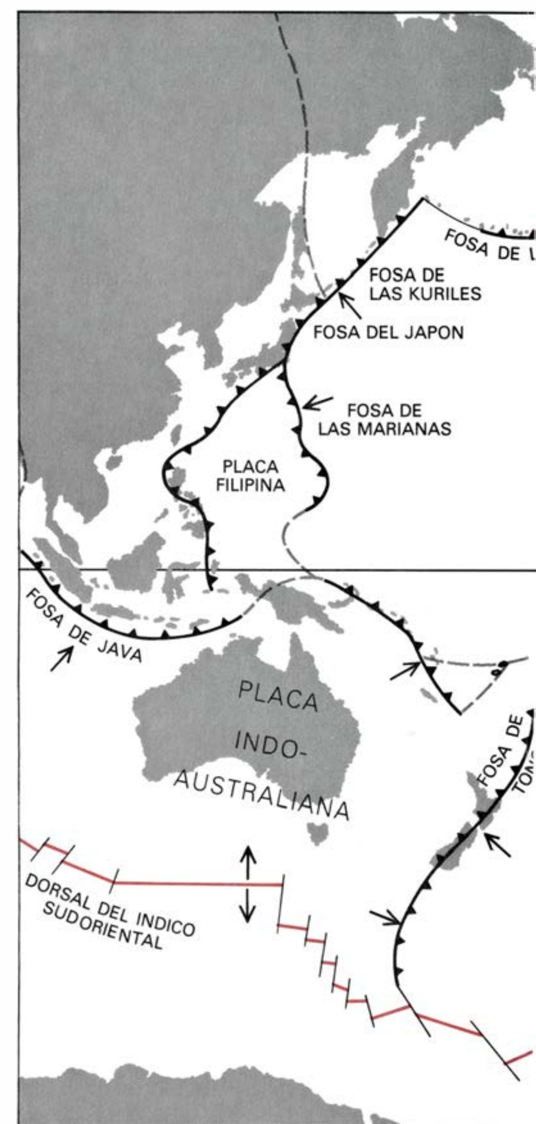
Así pues, a cierta distancia de la cresta de la dorsal, la corteza oceánica presenta la siguiente estructura vertical, desde el suelo marino hacia abajo. Arriba queda una capa de sedimento de unos 0,5 kilómetros de grosor. Bajo el sedimento se halla una capa, conocida como zócalo oceánico, constituida por coladas laminares y de lavas almohadilladas intercaladas con el complejo subyacente de diques verticales. El zócalo puede tener unos dos kilómetros de grosor y está intensamente fracturado y alterado por la circulación hidrotermal. La tercera capa, la oceánica, está compuesta de gabros que se solidifican y separan de la fusión basáltica en la cámara magmática. Los gabros pueden experimentar un notable metamorfismo al alejarse de la dorsal. El grosor de la capa oceánica es tal vez de unos cinco kilómetros.

Este modelo de la estructura en capas de la corteza oceánica y de cómo se forma se basa en datos geofísicos marinos, en estudios de rocas del fondo oceánico, en observaciones de fragmentos de corteza oceánica emplazados en cinturones montañosos de tierra seca y en conjeturas. El resto de este artículo se dedicará a examinar algunos de los problemas no resueltos que presenta el modelo. Se verá que el cuadro sencillo de la corteza que se consideraba correcto hasta hace muy poco se está volviendo más complejo a la luz de los nuevos descubrimientos.

Desde que se realizaron los primeros sondeos del océano profundo, en la segunda mitad del siglo XIX, se sabe que el fondo oceánico queda mucho más profundo bajo la superficie del mar que elevados se alzan los continentes sobre ella. Más allá de los márgenes continentales, que no están hechos de corteza oceánica, la profundidad media del océano es de unos 3,7 kilómetros. La gran profundidad del océano y la cubierta de sedimento sobre la corteza oceánica hacen difícil observar la corteza con la mayoría de técnicas geológicas. Pero en el último decenio, avances técnicos de distinto tipo han incrementado enormemente el conocimiento acumulado sobre la corteza oceánica.

En una división muy simplista, los métodos de observación se resumen en dos grupos: aquellos que revelan la topografía de la superficie de la corteza y los que penetran bajo el fondo oceánico para obtener información acerca de la composición y estructura vertical de la corteza. En los estudios de topografía, el interés principal se centra en la dorsal mesoceánica, que señala el centro de expansión. La dorsal es una larga protuberancia lineal con un talud gradual. La profundidad media de la cresta de la dorsal es de unos 2,5 kilómetros, y el fondo oceánico desciende a ambos lados hasta una profundidad de unos cinco o seis kilómetros.

A medida que la corteza oceánica se aleja de la cresta de la dorsal, se enfría y contrae. En este proceso, la placa litosférica puede concebirse como "flotando" en la astenosfera. Consideremos un bloque de madera que flota en un tonel de agua. Si no se mueve el bloque, quedará estanco en el agua a un nivel correspondiente al equilibrio entre la fuerza de la gravedad y la flotabilidad de la madera. La flotabilidad y, por consiguiente, el punto de equilibrio, dependen de la densidad de la madera. Análogamente, si no hay factores perturbadores, la placa litosférica flota sobre la astenosfera a una profundidad correspondiente a lo que se llama equilibrio isostático: el nivel en el cual el peso de la litosfera está equilibrado con la presión del manto. El nivel hasta



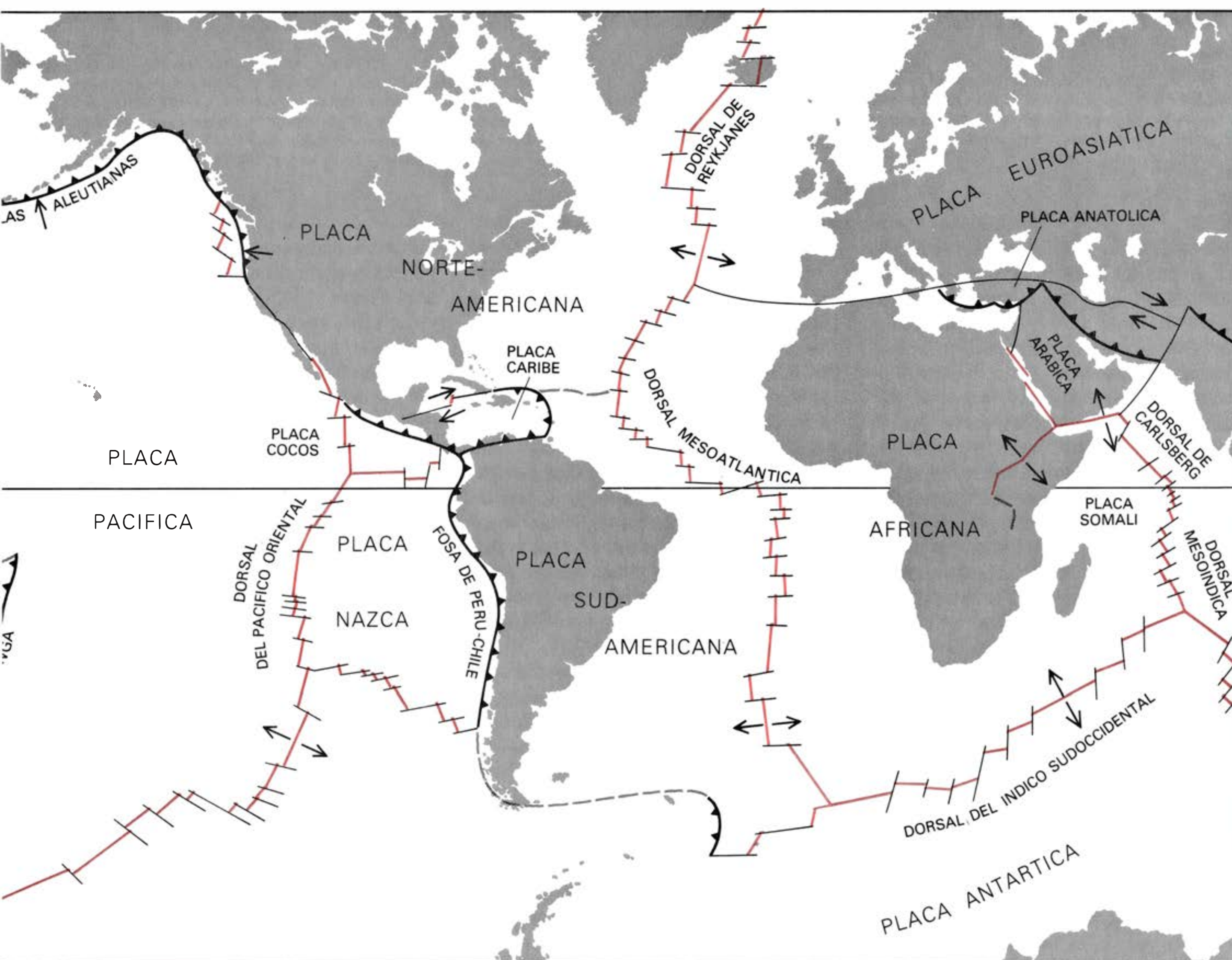
BORDE DIVERGENTE
BORDE CONVERGENTE
INCIERTO
FALLA TRANSFORMANTE
MOVIMIENTO DE LA PLACA

donde se hunde la placa depende de la densidad de la roca de la columna litosférica, una delgada sección vertical de la litosfera.

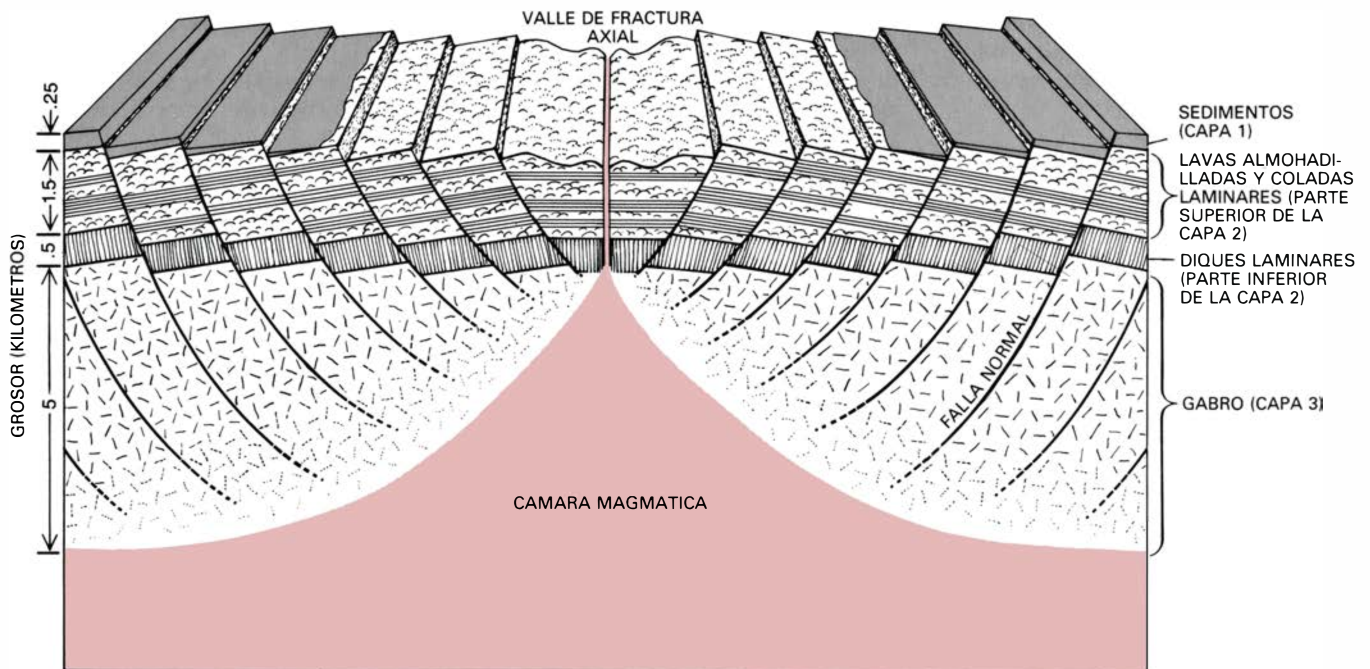
Cuando la corteza oceánica se enfría y se contrae, su densidad aumenta; se hunde, por tanto, a mayor profundidad en la astenosfera. Se ha demostrado que la profundidad a la cual cae la corteza varía con la raíz cuadrada de su edad. Una corteza de unos dos millones de años queda a unos tres kilómetros, la de 20 millones queda a cuatro kilómetros y una de 50 millones cae a cinco kilómetros. La cartografía de la topografía del fondo oceánico nos brinda, pues, una estimación de la edad de la corteza.

Los mapas topográficos rinden otra interesante información sobre el movimiento de las placas. Dado que las placas litosféricas son cuerpos rígidos, cuando se separan dos de ellas, su movimiento puede describirse en relación a un punto de la superficie terrestre al que llamamos polo de rotación. (El polo de rotación no debe confundirse con los polos geográficos o magnéticos de la Tierra; sólo tiene sentido en relación con el movimiento de placas. Además, el polo que describe el movimiento relativo de un par de placas puede desplazarse varias veces en la historia de la interacción entre las mismas.) Segmentos continuos del eje expansivo a lo largo de la cresta de la dorsal definen círculos máximos que pasan por el polo de rotación, de modo muy parecido a como un meridiano, o línea que señala la longitud, pasa por el polo geográfico.

Cuando dos placas giran en torno a su polo de rotación, transversalmente a la dirección de la dorsal se forman fallas transformantes, causadas por los esfuerzos que inciden en las placas. Otras fallas transformantes las genera la irregularidad de la ruptura inicial en un continente que creó la cuenca oceánica. Cuando las masas de tierra se separan, las roturas paralelas a la dirección de movimiento de las placas se convierten en fallas transformantes; las roturas perpendiculares al movimiento de placas pasan a ser centros de expansión. En una falla transformante, el eje de la dorsal está dislocado, y las partes de las placas resbalan una junto a otra en sentidos opuestos.



3. PRINCIPALES PLACAS LITOSFERICAS y sus límites. La litosfera comprende la corteza y la parte superior rígida del manto. En regiones intermedias del océano, distantes del centro de expansión, la litosfera tiene unos 100 kilómetros de grosor. Los cinco o siete kilómetros superiores corresponden a la corteza. Las placas litosféricas se mueven unas con respecto a otras, y los bordes se definen en función de ese movimiento relativo. En bordes divergentes las placas se separan; los centros de expansión, en las dorsales mesoceánicas, se incluyen en esa categoría. En las fallas transformantes las placas resbalan una por delante de la otra. En bordes convergentes, las placas litosféricas se aproximan y una placa se introduce debajo de la otra, en el proceso llamado de subducción. Así, la corteza oceánica, en una suerte de reciclaje, se genera en bordes divergentes y se destruye en bordes convergentes.



4. CENTRO DE EXPANSION, que se localiza en la dorsal mesoceánica, donde se inyecta magma en la corteza. El magma se forma a medida que las placas litosféricas se separan y asciende roca del manto, que se funde por la disminución de la presión. Se reúne en una cámara, por debajo del centro de expansión. En la cámara magmática cristaliza roca gabro. En el techo de la cámara el magma sube al separarse las placas y se enfría en forma de diques verticales. En la superficie la lava fluye y se endurece en forma de láminas y "almohadillas". A medida que la corteza nueva se aleja del centro de expansión, va depositándose sobre ella una capa de sedimentos. La corteza también se agrieta a lo largo de fallas normales, que discurren paralelas a la cresta de la dorsal; de ahí que la corteza madura exhiba una estructura en capas de arriba abajo: sedimentos, láminas y lavas almohadilladas, diques y gabros.

Las dislocaciones de las fallas transformantes son más o menos paralelas a la dirección del movimiento relativo de las placas. Los desencajes ejercen el efecto de mantener el eje perpendicular a la dirección de expansión. En la dorsal mesoatlántica, las fallas transformantes pueden distar sólo 50 kilómetros una de otra. Lejos de la dorsal, más allá de la dislocación, las partes de la placa no están en movimiento relativo mutuo. En esta región, estructuras llamadas zonas de fractura señalan la posición de las fallas transformantes; las zonas de fractura arrancan de la cresta de la dorsal como las costillas lo hacen desde la columna vertebral. Entre las fallas transformantes quedan muchas fallas menores provocadas también por movimiento de placas.

La posición precisa de las fallas y zonas de fractura de la dorsal constituye un registro excelente de la cinemática de las placas: la historia de sus movimientos relativos. Por consiguiente, las técnicas cartográficas que permiten a los geólogos identificar la posición de estos accidentes transversales pueden servir para reconstruir la historia de las placas, en un método análogo al de proyectar al revés un rollo de película.

Uno de los instrumentos más prometedores para reconstruir la cinemática de las placas es una clase de cartografía a la que su promotor, William F. Haxby, del Observatorio Geológico Lamont-Doherty de la Universidad de Columbia, ha denominado representación geotectónica. Las imágenes geotectónicas se obtienen de datos reunidos por el *Seasat*, un satélite lanzado por la NASA en junio de 1978. El *Seasat* iba equipado con un altímetro de radar capaz de medir la altura de la superficie del mar con una precisión de cinco a 10 centímetros. Los instrumentos a bordo del satélite fallaron prematuramente a los tres meses de funcionamiento; mas, para entonces, el aparato, que orbitaba a una altura de 800 kilómetros, había explorado los océanos del mundo entre los 72 grados Norte y los 72 grados Sur.

Los datos procedentes de los tres meses de funcionamiento del *Seasat* se están procesando todavía y han proporcionado imágenes espectaculares del fondo oceánico [*véase la figura 2*]. El principio empleado para convertir la información relativa a la profundidad del mar en mapas topográficos es curioso. La causa principal de la variación espacial en altura de la superficie del mar reside en la variación del campo gravitatorio a nivel del mar: el océano tiende a "amontonarse" allí donde el campo gravitatorio es alto y a hacer lo contrario donde el campo es bajo.

Las diferencias de gravedad se miden en relación al elipsoide. Es éste una figura matemática que corresponde a lo que sería la superficie media del mar si la masa de la Tierra se distribuyera de manera radialmente simétrica.

Pero la masa de las capas superiores de la Tierra bajo los océanos no se distribuye así, por lo que, la superficie del mar no se ajusta al elipsoide, sino que sigue una figura irregular llamada geoide. La diferencia entre el geoide y el elipsoide en cualquier punto del océano corresponde a la anomalía gravitatoria local. Donde el geoide queda más alto que el elipsoide hay una anomalía gravitatoria positiva. Donde el geoide está más bajo hay una anomalía negativa.

¿Qué podría explicar las desviaciones del campo de gravedad? Dado que la fuerza gravitatoria ejercida por un cuerpo es proporcional a su masa, la presencia de grandes accidentes topográficos tales como montes submarinos, montañas sumergidas que se alzan desde el fondo oceánico, va asociada a anomalías gravitatorias positivas; las depresiones o valles del fondo se asocian a anomalías negativas.

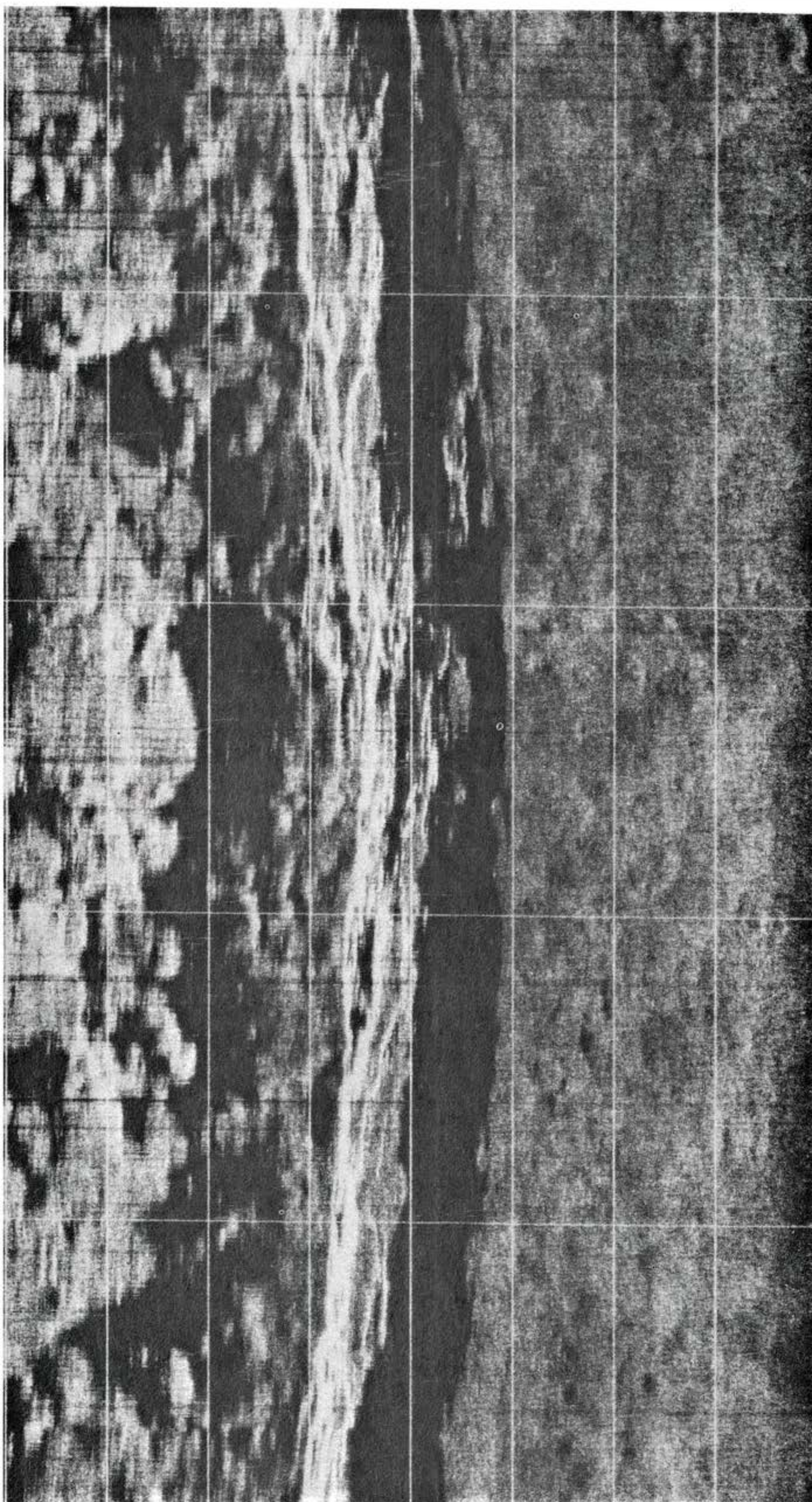
En los mapas *Seasat* del fondo oceánico, las zonas de fractura, los montes submarinos volcánicos y las fosas profundas cercanas a zonas de subducción destacan como si el océano se hubiera secado. Aparte de la espectacularidad de sus panorámicas, de las imágenes geotectónicas se saca partido en importantes aplicaciones geofísicas; así, los mapas detallados de zonas de fractura que proporcionan ayudan a reconstruir

la dirección de movimiento de las placas en el pasado.

Las imágenes geotectónicas no se corresponden exactamente con la topografía del fondo del mar. Si bien montes submarinos, zonas de fractura y fosas quedan representadas con gran claridad, uno de los principales centros de expansión del Pacífico, la dorsal del Pacífico oriental, aparece como una hinchazón insignificante. La razón de tal discrepancia se comprenderá volviendo a considerar el taco de madera. Imaginemos que el bloque es un accidente topográfico de la corteza y que el *Seasat* vuela sobre él y compara su campo de gravedad con los de sus inmediaciones.

Cuando el bloque flota, parte del mismo sobresale de la superficie; por tanto, existe una masa adicional en dicho punto sobre la superficie y allí cabe esperar una anomalía gravitatoria positiva. Sin embargo, el bloque es menos denso que el fluido en que flota y, por ello, bajo la superficie hay un poco menos de masa de la que hay en puntos cercanos, donde no existen bloques flotantes. Cuando el bloque está en equilibrio de flotación, la masa añadida en la superficie y la masa restada bajo la misma son iguales. Por consiguiente, en condiciones de equilibrio isostático, se observa en la corteza una anomalía gravitatoria mucho menor de la que sería de esperar en razón de los datos topográficos. De ahí que el accidente topográfico resulte casi invisible para el *Seasat*.

Las dorsales mesoceánicas están aproximadamente en equilibrio isostático, y por ello aparecen como protuberancias relativamente pequeñas, mucho menores de lo que en realidad son. Otros accidentes no están en equilibrio, y se ven con toda nitidez. Consideremos un monte submarino sobre un pedazo de corteza oceánica vieja. La corteza, enfriada y contraída, es completamente rígida y, por tanto, el monte submarino no puede hundirse a una profundidad suficiente para alcanzar el equilibrio en aquel punto; la corteza se deprime levemente bajo el monte submarino, si bien dicha depresión somera se extiende a gran distancia alrededor del monte. Así, la vasta extensión, que incluye el monte submarino, está en equilibrio, pero el punto donde se halla el monte no lo está. La masa sustraída se reparte por un área considerable de la corteza, mientras que la masa añadida se concentra en el monte submarino. Resulta de ello una anomalía gravitatoria positiva en el monte y negativa a su alrededor.



5. VALLE DE FRACTURA AXIAL. Marca el centro exacto de la dorsal mesoceánica: es la línea a lo largo de la cual mana lava a la superficie. El valle de fractura, o rift, de la imagen se halla en la dorsal del Pacífico oriental, un importante centro de expansión que discurre a lo largo de la costa de México, América Central y del Sur. La imagen se obtuvo con el sistema de sonar SeaMarc I. Una fuente de pulsaciones acústicas de alta frecuencia se aloja en un "pez", que se arrastra, uncido a un barco, cerca del fondo oceánico, de 100 a 400 metros sobre el suelo. La pulsación se proyecta lateralmente y se registra la intensidad de la banda reflejada. Los datos recogidos se convierten luego en una representación del fondo oceánico. En esta imagen de sonar, las superficies muy reflectoras aparecen claras; las no reflectoras y de sombra, oscuras. La sonografía se obtuvo durante una travesía por la zona de fractura de Clipperton, situada a 21 grados Norte, en el Pacífico, dirigida por William B. F. Ryan, de Lamont Doherty.

La dorsal mesoatlántica y la dorsal del Pacífico oriental resultan casi invisibles a instrumentos medidores del campo de la gravedad, razón por la cual hay que utilizar otras técnicas para cartografiarlas. Las más significativas son métodos basados en el registro de pulsaciones acústicas de frecuencia muy alta, proyectadas, desde un aparato instalado a bordo, hacia el fondo del océano. La profundidad que queda bajo el buque puede calcularse a partir del tiempo que tarda la pulsación en ir del barco al fondo y volver. Además de la capacidad de cartografiar centros de expansión, tales métodos acústicos proporcionan un grado de detalle mucho mayor que un satélite.

Las técnicas acústicas no son nuevas, pero innovaciones recientes las han hecho mucho más valiosas para los especialistas en ciencias de la Tierra. La novedad más importante reside en los conjuntos de emisores y receptores acústicos montados en un único aparato. La información procedente de las múltiples bandas puede combinarse rápidamente en un cuadro topográfico detallado. Una innovación aún más reciente consiste en montar tales conjuntos en vehículos arrastrados a bastante profundidad uncidos a un barco.

El sistema llamado SeaBeam, desarrollado por la General Instrument Corporation, consta de un conjunto de 16 bandas, cada una de 12.000 hertz (ciclos por segundo) de frecuencia. Cada banda abarca algo menos de tres grados de anchura. Las bandas se proyectan en forma de abanico a lo largo de una línea perpendicular a la ruta del barco, lo que permite al aparato cartografiar, conforme avanza el barco, una faja de fondo marino igual a los dos tercios de la profundidad del agua.

La cartografía mediante el SeaBeam de alta resolución es una herramienta de gran capacidad para el examen del fondo del mar, en particular las zonas del sistema de la dorsal donde las placas divergen rápidamente. La velocidad de expansión de la cresta de la dorsal puede variar considerablemente. La dorsal mesoatlántica es un centro de expansión entre mediano y lento, con una velocidad de unos cinco centímetros anuales. En cambio, la dorsal del Pacífico oriental es un centro de expansión rápido, donde el ritmo de divergencia alcanza hasta 15 centímetros al año. En centros de expansión rápida, los accidentes de la cresta de la dorsal tienden a concentrarse en una zona angosta, que puede abarcarse con una única pasada del SeaBeam; el sistema, pues, es particularmente útil para cartografiar zonas como la cresta de la dorsal del Pacífico oriental.



6. HUMEROS NEGROS, chimeneas por las que mana agua caliente desde la corteza. Las partículas que imprimen al penacho su color oscuro son sulfuros extraídos por disolución de la roca cortical. Cerca de la dorsal mesoceánica penetra agua marina por las grietas de la corteza recién formada. El agua se calienta y es expulsada por las chimeneas, precipitando los minerales que lleva disueltos. Esta fotografía y la siguiente se tomaron en la dorsal del Pacífico oriental desde el *Cyana*, un sumergible tripulado. Esta se obtuvo durante una expedición dirigida por Roger Hékinian, del Centre pour l'Exploitation des Oceans.

El eje de la dorsal del Pacífico oriental discurre más o menos de norte a sur frente a la cosa de América Central y del Sur. En su cresta hay una prominencia de unos 30 kilómetros de anchura y 500 metros de altura. La protuberancia axial ha sido recientemente objeto de intensa investigación, tanto por parte de científicos interesados en el centro expansivo rápido como por parte de compañías mineras interesadas en los compuestos sulfurosos depositados a lo largo de la dorsal por el agua marina calentada que sube por las grietas.

La cresta de la dorsal incluye una zona de vulcanismo activo. En el transcurso de las inmersiones con el sumergible francés *Cyana*, a principios de 1982, otros investigadores y yo observamos que la región de vulcanismo actual mide sólo uno o dos kilómetros de anchura, lo que permite su fácil cartografía con sólo una pasada de SeaBeam. De hecho, unos dos años antes se confeccionó un mapa SeaBeam de la "gran carretera del Pacífico", la estrecha cresta plana de la dorsal, desde el barco francés de investigación *Jean Charcot*. Desde entonces otros barcos levantaron mapas parecidos. Vamos conociendo, pues, con bastante pormenor la topografía de esa dorsal.

La utilización simultánea de la cartografía acústica y los sumergibles tripulados en la dorsal del Pacífico oriental ha puesto de manifiesto un modelo topográfico espectacular que podría modificar la idea vigente sobre el funcionamiento del centro de expansión. En la parte septentrional de la dorsal del Pacífico oriental, grandes zonas de fractura señaladas por fallas transformantes interrumpen la cresta de la dorsal cada 200 a 300 kilómetros. Entre las grandes fallas se cuentan numerosas fallas menores, algunas separadas sólo 10 kilómetros una de otra.

Cerca de la falla transformante, la dorsal es muy profunda, y asciende hasta un pico entre cada par de fallas. La cima topográfica suele equidistar de ambas fallas; el abombamiento global es de unos 500 metros en una distancia de 200 a 300 kilómetros. Por tanto, en un perfil tomado a lo largo de la dirección, la dorsal aparece como una colina de ascenso suave. Dado que el perfil de la dorsal transversal a la dirección es también el de un ascenso suave, la región comprendida entre un par de fallas transformantes está modelada como un domo poco elevado.

Un segundo conjunto de domos menores se proyecta sobre la estructura grande formando una hilera de ampollas a lo largo de la cresta de la dorsal. Este segundo conjunto de domos lo descubrimos, en estudios de sonar de banda múltiple, Robert D. Ballard, de la Institución Oceanográfica Woods Hole, Roger Hékinian, del Centre Nationale pour l'Exploitation des Océans, y yo mismo en la dorsal del Pacífico oriental entre la zona de fractura de Orozco, a 15 grados Norte, y la zona de fractura de Clipperton, a 10 grados Norte. La información de los mapas de sonar se completó con las inmersiones del *Cyana*.

Los domos pequeños están limitados por las fallas que cortan la dorsal entre fallas transformantes. Las pequeñas proyecciones se elevan unos 100 metros. Es probable que cada domo corresponda a un centro de expansión: un área pequeña donde la generación de corteza nueva tiene lugar con independencia de los segmentos de dorsal adyacentes. En vez de una gran fábrica, la dorsal mesoceánica podría consistir en un rosario de pequeños talleres adyacentes. Hans Schouten y sus colaboradores, de Woods Hole, han sugerido que la dorsal mesoceánica forma ciertamente tal cadena de células de expansión adyacentes, separadas por zonas de fractura; las células podrían mantenerse estables durante largos períodos de tiempo. La hipótesis de Schouten implica que la corteza oceánica no se crea cual una sola masa homogénea, sino que se genera en largas cintas estrechas flanqueadas por zonas de fracturas.



7. FISURA QUE ABRE LA SUPERFICIE de la corteza oceánica cerca de la cresta de la dorsal del Pacífico oriental. Tales fisuras las producen el movimiento de placas, que genera esfuerzos laterales, y la contracción de la corteza. Las fisuras más próximas a la cresta de la dorsal coinciden con fuentes activas de coladas de lava y suelen taponarse con las coladas. Las más distantes a la cresta de la dorsal, como la que se muestra aquí, ya no arrojan lava. Esta fotografía se tomó en 1978, durante la primera exploración de la dorsal del Pacífico oriental desde un sumergible tripulado en una expedición dirigida por el autor.

Si bien el SeaBeam es el sistema acústico más idóneo para cartografiar la topografía a lo largo de una dirección, otros dos sistemas de sonar pueden proporcionar un cuadro más detallado del fondo oceánico. Ambos son sónares "de visión lateral", esto es, sus pulsaciones acústicas se proyectan hacia los lados desde aparatos arrastrados por el barco cerca del fondo del océano. El ASDIC GLORIA (Geological Long Range Inclined) se desarrolló en el Instituto de Ciencias Oceanográficas de Wormley, Inglaterra. Los transmisores acústicos encerrados en el "pez", una caja con flotación neutra, emiten pulsaciones sonoras con una frecuencia de 6200 a 6800 hertz. El GLORIA puede cartografiar una faja de fondo marino de unos 30 kilómetros de anchura.

Un sistema de sonar de visión lateral tiene una gran ventaja sobre un sistema de perfilaje acústico de un solo canal manipulado a bordo. En los sistemas instalados a bordo, accidentes verticales tales como escarpes resultan difíciles de detectar, porque proporcionan poca reflexión hacia arriba de las bandas acústicas. En cambio, en el sistema de visión lateral, los accidentes verticales se revelan con claridad, porque ofrecen superficies excelentes para la reflexión horizontal. Por ello, en las dorsales mesoceánicas el GLORIA ha aclarado el modelo de escarpes introspectivos (que miran hacia dentro) a lo largo de fallas que discurren paralelas al eje de la dorsal.

Cada sistema acústico de visión lateral tiene una frecuencia y disposición de bandas tal que lo pertrechan idóneamente para un fin particular. El SeaMarc I lo desarrolló la International Submarine Technology, Ltd., para buscar los restos del transatlántico *Titanic*. El aparato SeaMarc se arrastra en un pez desde 100 a 400 metros sobre el fondo del mar. Transmite dos bandas aproximadamente horizontales con una frecuencia de 27.000 a 30.000 hertz. El SeaMarc puede cartografiar una parcela de fondo marino de unos cinco kilómetros de anchura; por tanto, su escala está comprendida entre las del SeaBeam y la del GLORIA. Combinando resultados de los sistemas SeaBeam, GLORIA y SeaMarc se empieza a disponer de un cuadro detallado de los centros de expansión. En un crucero reciente, dirigido por William B. F. Ryan, de Lamont-Doherty, y J. Paul Fox, de la Universidad de Rhode Island, se empleó el sistema SeaMarc para cartografiar la dorsal del Pacífico oriental entre las zonas de fractura de Clipperton y de Orozco. Las estructuras asociadas con la acreción de corteza oceánica podían verse con la misma claridad que si se hubieran observado desde el aire.

En los últimos cinco años, datos de satélites y registros de sonar han aportado más detalles al mapa del fondo oceánico que los obtenidos en cualquier período comparable anterior. Los especialistas en ciencias de la Tierra tienen hoy una imagen casi tan clara de algunas partes de la dorsal mesoceánica como de las estructuras en tierra emergida. De todos modos, para penetrar bajo la corteza y representar su composición y estructura se requieren otras técnicas.

Mucho de lo que se sabe sobre las capas de la corteza oceánica procede de registros de ondas sísmicas, tanto de las originadas de manera natural por terremotos como de las provocadas a través de explosiones o cañones de aire especiales. En realidad, la definición de la

corteza se formuló originariamente a partir del estudio de las ondas sísmicas. La discontinuidad de Mohorovičić, o Moho, que separa la corteza del manto, se detectó por vez primera gracias a su capacidad para reflejar ondas sísmicas.

La velocidad a la cual se propagan las ondas sísmicas depende de la temperatura, presión y composición del medio rocoso. Por ello, registros efectuados a cierta distancia de un terremoto o explosión experimental pueden dar indicios sobre la constitución del material intermedio. En la investigación sísmica se estudian dos tipos principales de ondas: las ondas de cuerpo, que tienden a propagarse por el interior de una capa particular, y las ondas superficiales, que tienden a propagarse a lo largo del límite entre dos capas.

Una y otra clase de ondas pueden presentarse, a su vez, en dos formas: las ondas *P* y las ondas *S*. Las ondas *P* son análogas a las ondas sonoras del aire. Al pasar la onda *P*, la roca se comprime y se expande únicamente en la dirección de movimiento de la onda. Las ondas *S* someten a la roca a esfuerzos de cizalla, perpendiculares a la dirección de movimiento ondulatorio. Las ondas *S* sólo pueden propagarse a través de sólidos; las *P* lo hacen por sólidos, líquidos y gases.

A fines de la década de 1950, Russell W. Raitt, de la Institución Oceanográfica Scripps, propuso un modelo sísmico de la corteza en el que ésta constaba de tres capas, que podían distinguirse en razón de la velocidad de las ondas *P*. La capa 1 comprendía la cubierta sedimentaria, la capa 2 el zócalo oceánico y la capa 3 la capa oceánica. Al manto subyacente se le llamó capa 4. Se sostenía que la velocidad de las ondas *P* se mantenía constante en cada capa.

La hipótesis de Raitt incluía tres supuestos simplificadores. El primero: la velocidad de las ondas en la roca siempre aumentaba con la profundidad. Este es el caso general, porque la compresión de la roca incrementa su "resonancia" como medio para el movimiento de las ondas. Sin embargo, hay excepciones a la regla, que complican el modelo de velocidades de la corteza.

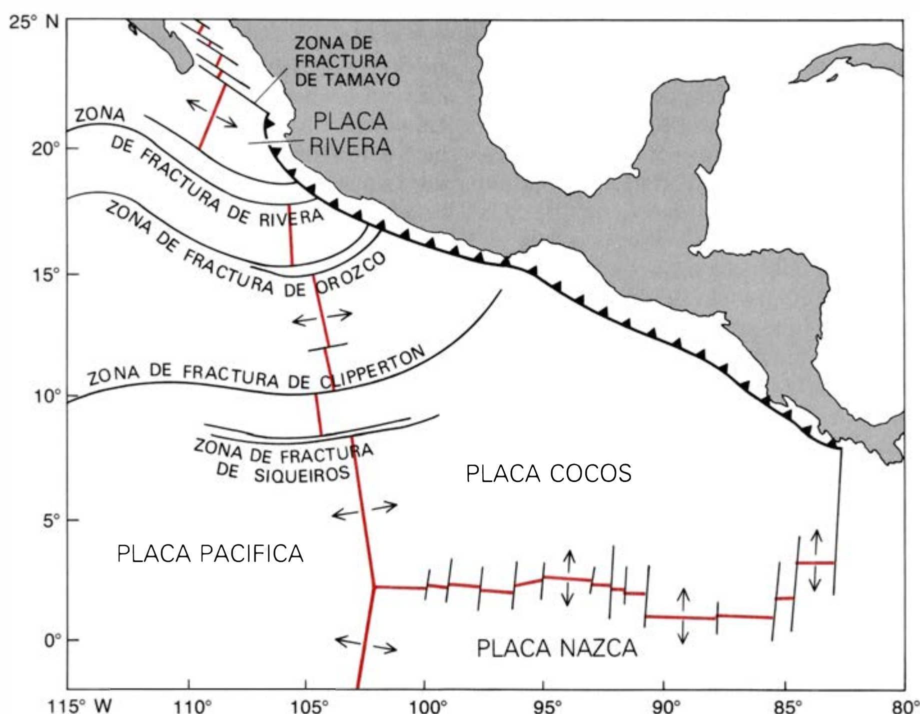
El segundo supuesto de Raitt era que el límite entre dos capas cualesquiera de la corteza era un plano horizontal. Admitía, por tercer supuesto, que las capas son muy gruesas en comparación con la longitud característica de las ondas. En general, una onda sísmica puede proporcionar información sólo de accidentes que son considerablemente mayores que la longitud de su onda. Los accidentes menores que la longitud de onda ejercen escaso efecto en la trayectoria de la onda, y por ello no se detectan cuando se analiza el movimiento ondulatorio. Las explosiones experimentales (que constituían la fuente principal de ondas sísmicas en los trabajos geológicos en los años 50) suelen generar ondas de 0,5 a dos kilómetros de longitud; así, sólo informan de los componentes de la corteza cuyo grosor es de pocos kilómetros o mayor.

Investigaciones recientes han demostrado que los tres supuestos entrañan una simplificación excesiva. La misma idea de que la velocidad en las capas es constante se ha puesto en entredicho. Paul Spudich y John A. Orcutt, de Scripps, y G. Michael Purdy, de Woods Hole, han esbozado un modelo de corteza en el que las capas no se definen por la velocidad absoluta de las ondas, sino por el gradiente de velocidad: el cambio de velocidad de las ondas con la profundidad. Los trabajos recientes sobre sísmica se han ocupado mucho más de las capas 2 y 3 que de la 1, donde a menudo el sedimento da resultados sísmicos incongruentes.

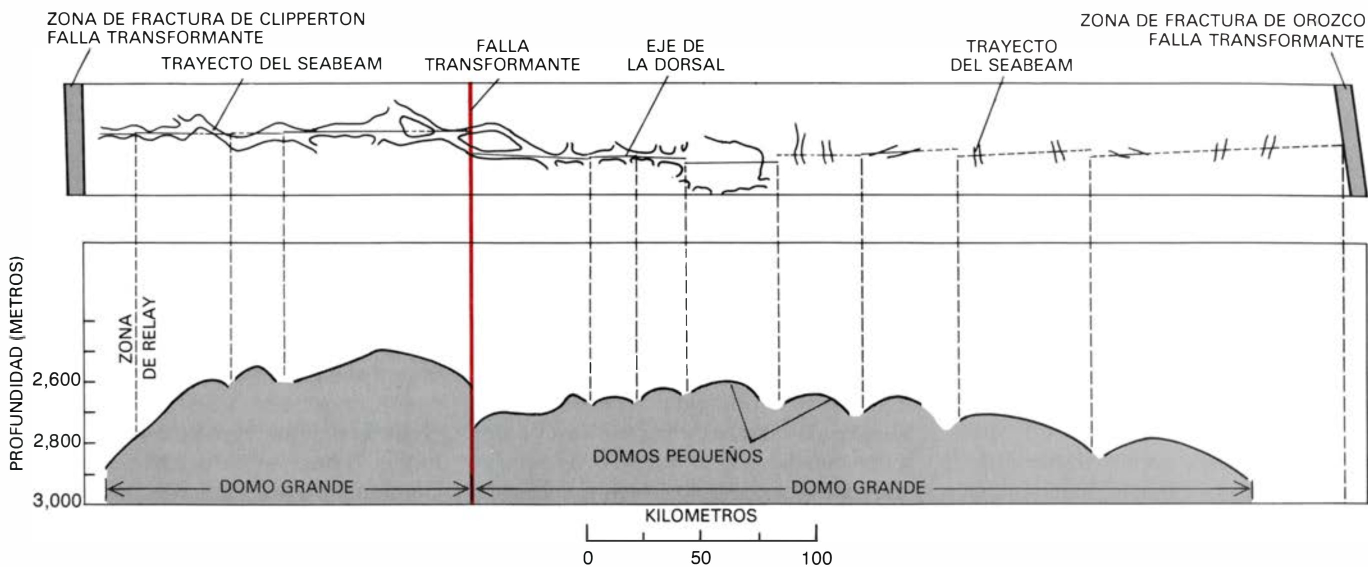
De acuerdo con Spudich y Orcutt, en la capa 2 el gradiente de velocidad es muy abrupto. La velocidad de las ondas aumenta en uno a dos kilómetros por segundo en cada kilómetro de profundidad de la corteza. En matemáticas, tal gradiente se expresa con la notación 1 a 2 s^{-1}. En la capa 3, el gradiente ronda los 0,1 s^{-1}. Así, la velocidad de la onda *P* en la capa 3 es casi uniforme, lo que convierte a la capa 3 en la región mejor definida de la corteza desde el punto de vista sísmico. En la capa 4, manto superior, la velocidad de las ondas rebasa los 7,8 kilómetros por segundo.

Algunos sismólogos sostienen que existe otra zona de baja velocidad entre las capas 3 y 4, que correspondería a la transición de la corteza al manto, pero las pruebas de su presencia son insuficientes. Se sabe que la transición de la corteza al manto tiene lugar en una distancia de tres o cuatro kilómetros. De todas maneras, las ondas de longitud suficientemente corta para dar un cuadro de alta resolución del Moho quedan muy atenuadas al propagarse hasta el fondo de la corteza y volver a la superficie, por cuya razón apenas sabemos algo de la capa de transición.

Purdy obtuvo un perfil sísmico al sudoeste de las Bermudas, en corteza oceánica generada durante la era mesozoica, hace unos 140 millones de años. Después de considerar minuciosamente



8. DORSAL DEL PACIFICO ORIENTAL frente a la costa meridional de México. Presenta una geometría compleja, que incluye muchas fallas transversales a la dirección, o eje principal, de la dorsal. Este discurre a lo largo del límite entre la placa Pacífica y la placa Cocos; las flechas señalan el sentido de movimiento de las placas. Las zonas de fractura revelan los puntos donde grandes fallas transformantes atraviesan la dirección. En la zona de fractura, el eje de la dorsal está dislocado. En la zona desencajada, el sentido de movimiento de la corteza de un lado de la falla es opuesto al de la corteza del otro lado. Entre las zonas de fractura hay muchas fallas menores. Gran parte de las investigaciones recientes del autor, a bordo del *Cyana* y del *Jean Charcot*, se han realizado entre las zonas de fractura de Clipperton y Orozco.



9. DOMOS SUPERPUESTOS en la cresta de la dorsal del Pacífico oriental; pueden proporcionar indicios del funcionamiento del centro de expansión en la dorsal mesoceánica. El dibujo de arriba muestra parte de la dorsal del Pacífico oriental vista en planta según la cartografía del sistema de sonar SeaBeam, dotado de 16 bandas, cada una de 12.000 hertz, de frecuencia. La cartografía la realizó el autor junto con Hékinian y Robert D. Ballard, de la Institución Oceanográfica Woods Hole. El eje de la dorsal está representado por la línea central; los segmentos a trazos indican las regiones en las que el eje tuvo que estimarse por deducción. El eje viene marcado por fisuras volcánicas activas. Las líneas paralelas a pares indican regiones que se han cartografiado mediante el sistema de sonar SeaBeam. Las dislocaciones de la dorsal señalan fallas transformantes y zonas de relevo, donde fallas pequeñas atraviesan la dirección. El dibujo inferior muestra el mismo segmento de dorsal en un corte. Dos domos grandes se distinguen entre fallas transformantes, con la cima aproximadamente equidistante de ellas. Una serie de domos pequeños, limitados por zonas de relevos, sobresalen en cada domo grande.

los efectos de una cubierta variable de sedimento, encontró que la corteza medía 7,2 kilómetros de grosor por encima de una zona de transición al manto de 500 metros. La velocidad de las ondas *P* en la parte superior de la corteza era de cinco kilómetros por segundo. La capa 2, definida como la región donde el gradiente superaba los 0,64 s^{-1}, tenía 2,3 kilómetros de espesor. La capa 3, con un gradiente de 0,1 s^{-1} o menor, medía 4,9 kilómetros de grosor.

En la corteza donde Purdy realizó su trabajo, la capa 3 aparece subdividida en dos niveles: uno superior, de 1,7 kilómetros de grosor y un gradiente de 0,1 s^{-1}, y un nivel inferior, de 3,2 kilómetros de espesor, donde las ondas no muestran cambio de velocidad con la profundidad. La velocidad en el nivel inferior de la capa 3 es de siete kilómetros por segundo. Por tanto, la capa oceánica (la capa 3), definida sísmicamente, tiene unos cinco kilómetros de grosor y la capa de zócalo suprayacente (la capa 2) es la mitad de gruesa.

Diversos investigadores han tratado de ir más allá del perfil estructural dado por los gradientes de velocidad para deducir la composición de las capas de roca. A tal fin suele compararse la velocidad de las ondas *P* con la de las ondas *S* para una roca de una profundidad determinada de la corteza. Tipos de roca diferentes muestran cocientes característicos entre velocidades de ondas *P* y de ondas *S*, razón por la cual, y apoyados en los datos sísmicos, cabe hacer algunas deducciones acerca del tipo de roca. Por desgracia para el sismólogo, los cocientes entre velocidades de las ondas correspondientes a los tipos de roca no son únicos. Por tanto, el cambio de velocidad de la capa 2 a la capa 3 podría interpretarse, ya como un cambio en el tipo de roca metamórfica (de esquistos verde encima a facies de anfibolita debajo) ya como un cambio de tipo litológico (de basalto encima a gabro debajo).

Quizás el conocimiento de la composición exacta de las capas inferiores de la corteza oceánica deba esperar a que las perforaciones penetren en la corteza a profundidad mayor de la hasta ahora alcanzada. Durante el invierno de 1981, un sondeo desde el *Glomar Challenger*, dentro del Programa Internacional para la Perforación del Océano, con la participación de seis países, consiguió por vez primera rebasar el kilómetro de profundidad. El sondeo, de 1076 metros de profundidad y denominado 504-*B*, se efectuó en el valle de fractura de Costa Rica, que atraviesa la dorsal del Pacífico oriental entre las islas Galápagos y Sudamérica.

Aunque un sondeo de un kilómetro parece modesto comparado con la profundidad de siete kilómetros de toda la corteza, el logro es considerable, teniendo en cuenta los problemas que se plantean para perforar en el océano. Citemos, a modo de ejemplo, la torsión y rotura del cable de perforación y un fuerte desgaste de las barrenas. En la perforación del pozo 504-*B* apenas se presentaron tales problemas. ¿Qué nos dice el pozo 504-*B* acerca de la corteza?

La corteza en el punto perforado tiene seis millones de años de antigüedad. Dado que el Pacífico, en la latitud del rift costarricense, es cálido y biológicamente activo, la superficie de la corteza ya está cubierta por una capa de sedimento de 275 metros de grosor. Bajo los sedimentos, los 575 metros superiores del zócalo son de lavas almohadilladas y rocas llamadas brechas y hialoclásticas, que se producen por la cementación de pedacitos de basalto fracturado en una masa única a presión. Entre 575 y 780 metros aparecen los primeros diques, y se intercalan de forma generalizada brechas con algo de lava almohadillada. Desde 780 metros hasta el fondo del sondeo hay basaltos compactos, abundantes diques y una ausencia notable de lavas almohadilladas o de material fracturado.

Registros de la presión local a gran profundidad, efectuados en el pozo 504-*B* por Roger N. Anderson, de Lamont-Doherty, y Mark Zoback, del Servicio Geológico de los Estados Unidos, explican la circulación de agua a través de las capas superiores de la corteza. Anderson y Zoback emplearon un instrumento hinchable, un empaquetador, para aislar parte del pozo. La presión en la zona aislada se midió con

un instrumento desarrollado por la industria petrolera para la prospección de pozos de petróleo y gas. Curiosamente, Anderson y Zoback observaron que, hacia la mitad inferior del pozo, el agua se halla a menor presión que el agua de la parte alta. La diferencia de presión era de unos ocho bar. (Un bar son 1,02 kilogramos por centímetro cuadrado.)

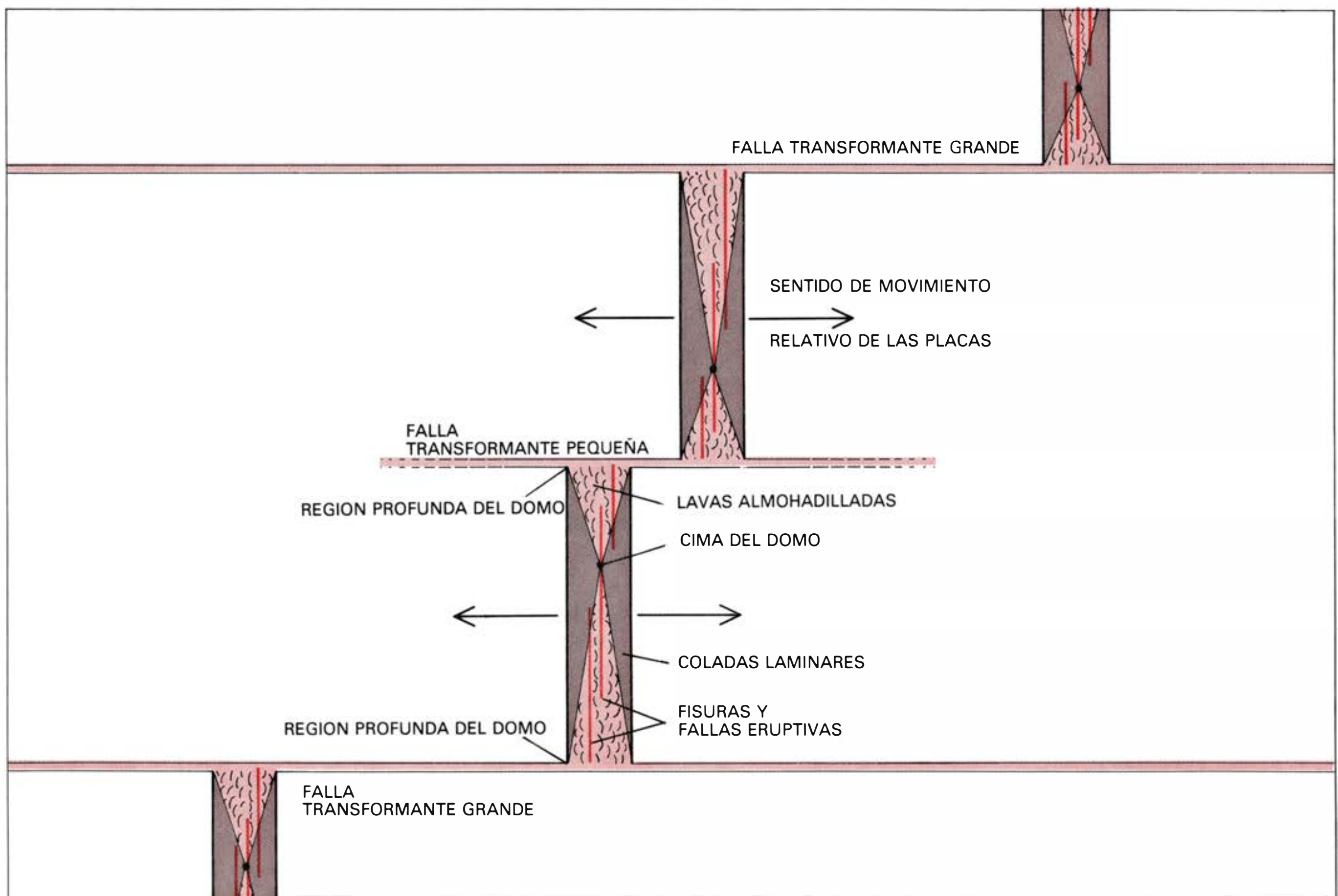
No se conoce todavía el mecanismo que produce tan notoria inversión del gradiente de presión. El descenso de presión del sondeo podría deberse, sin embargo, a un ciclo de convección de calor en el manto. La presión relativamente baja de las capas inferiores de la corteza podría explicar la circulación hidrotermal; tendería a tirar del agua marina desde el fondo oceánico hacia abajo por las grietas de la corteza.

La profundidad de la circulación hidrotermal es en la actualidad tema de considerable controversia. Se ha sugerido que el agua que circula penetra a una profundidad suficiente para desempeñar algún papel en la regulación del funcionamiento de la cámara magmática situada bajo el eje de la dorsal mesoceánica. Si a las capas inferiores de la corteza llega suficiente agua marina, ésta podría enfriar el magma y provocar su solidificación. En consecuencia, la lava cesaría de manar en la superficie de la dorsal hasta que las placas se separaran lo suficiente para renovar la descompresión de la roca del manto.

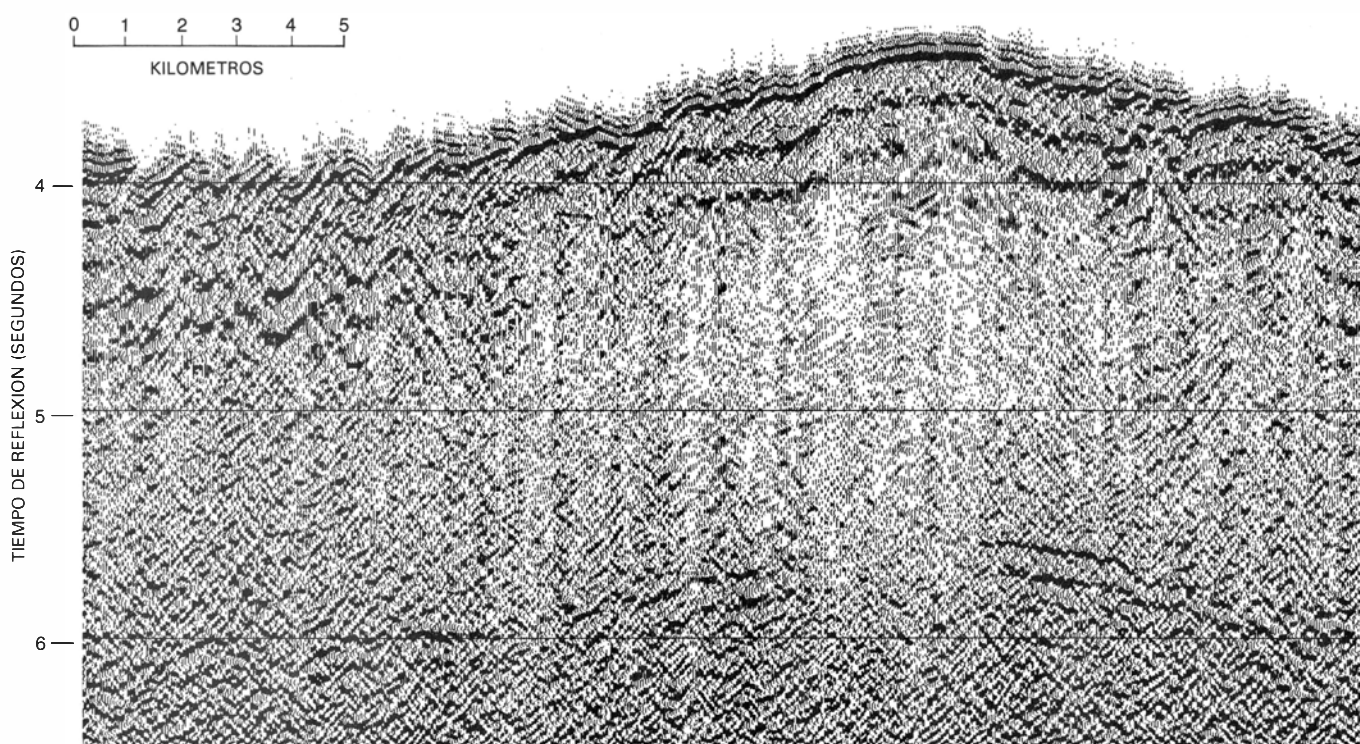
Para que el agua circulante produjera tal efecto debería penetrar en el gabro de la capa 3. El sondeo 504-*B* no llegó a suficiente profundidad para resolver la cuestión, pero es significativo que las rocas obtenidas a una profundidad de 600 metros y hacia el fondo del pozo mostraran un modelo de alteración muy compatible con la del fluir de agua marina calentada por su interior. Además, las rocas de la parte más profunda del pozo se cuentan entre las más alteradas. Tal alteración tendría que haberse producido antes de la deposición de los sedimentos que coronan el zócalo e impiden el flujo de agua hacia el mismo.

Los indicios sobre el funcionamiento de la cámara magmática que se obtuvieron del sondeo 504-*B* se están completando con investigación sísmica. Al investigar la cámara magmática se observan las ondas sísmicas de reflexión y de refracción. En los experimentos de reflexión suelen emplearse como fuente de energía cañones de aire arrastrados tras un barco. Las ondas de los cañones de aire atraviesan la corteza y se reflejan hacia arriba, hacia el barco, donde se registran el tiempo de recorrido y la amplitud. En los experimentos de refracción, la energía se propaga en la superficie que separa capas de roca y puede registrarse a cierta distancia en el fondo del mar con un sismómetro de fondo, o bien en la superficie del mar. Combinando los resultados de la reflexión y la refracción, puede calcularse la velocidad de las ondas a través de las estructuras.

La velocidad de las ondas sísmicas se reduce considerablemente en la roca fundida; una zona de baja velocidad en la corteza podría corresponder, por tanto, a una cámara magmática. Existe una región bajo la dorsal del Pacífico oriental donde las ondas refractadas se atenúan o reducen mucho su velocidad;



10. HIPOTESIS propuesta por el autor y por Ballard para explicar cómo funciona el centro expansivo: cada domo grande comprendido entre fallas transformantes es una célula individual de expansión, una región donde la creación de corteza oceánica tiene lugar independientemente. En este diagrama se muestran dos domos completos. La línea interrumpida de fisuras eruptivas de las que mana lava señala la cresta de la dorsal. Cada domo tiene una cima entre las fallas; el domo desciende hacia regiones profundas junto a la falla. Cerca de la cumbre, la cresta de la dorsal está cubierta principalmente por coladas laminares. Abajo, el talud está cubierto por lavas almohadilladas. El predominio de uno u otro tipo de lava depende de su posición en el domo. Si cada domo es una célula expansiva, la corteza podría generarse en delgadas cintas que se extendieran desde los lados de la célula de expansión.



11. PERFIL SISMICO, prueba de que la cámara de magma subyacente a la dorsal mesoceánica es muy angosta. El perfil lo obtuvo Peter Buhl, de Lamont-Doherty, a nueve grados 30 minutos Norte en la dorsal del Pacífico oriental. El pico del borde superior del perfil es la cresta de la dorsal. La línea oscura que cae en un tiempo de reflexión de unos seis segundos es la discontinuidad de Mohorovičić, o Moho: límite entre la corteza y el manto. Un perfil sísmico se construye generando fuertes ondas acústicas y registrando sus reflexiones desde varios niveles de la corteza. El tiempo invertido en el trayecto y las amplitudes de las ondas sísmicas reflejadas proporcionan información acerca del carácter de la roca cortical. En un magma parcialmente líquido las ondas sísmicas resultan considerablemente retardadas. La interrupción del Moho directamente debajo de la cresta de la dorsal evidencia la presencia de magma. La anchura de la discontinuidad sugiere que, a nivel del Mohorovičić, la cámara de magma mide menos de dos kilómetros de anchura.

la zona probablemente sea una cámara de magma cortical. El magma es un eficaz reflector de la energía sísmica, de modo que, en los trabajos de reflexión, el techo de la cámara magmática aparece como una superficie reflectora bastante llana y bien patente a dos o tres kilómetros bajo el fondo del mar. En el centro expansivo de la dorsal del Pacífico oriental, a nueve grados Norte, y también en la cuenca de Lau, cerca de las islas Fiji, la reflexión del techo de la cámara abarca unos cuatro kilómetros de anchura.

Los experimentos de refracción efectuados por Brian T. R. Lewis y sus colaboradores, en la Universidad de Washington, también dejan claro que la cámara de magma es muy estrecha. Lewis cree que su anchura es incluso inferior a cuatro kilómetros. Por tanto, toda la corteza oceánica se crea a partir de un delgado tubo de roca fundida que discurre a pocos kilómetros bajo la cresta de la dorsal mesoceánica.

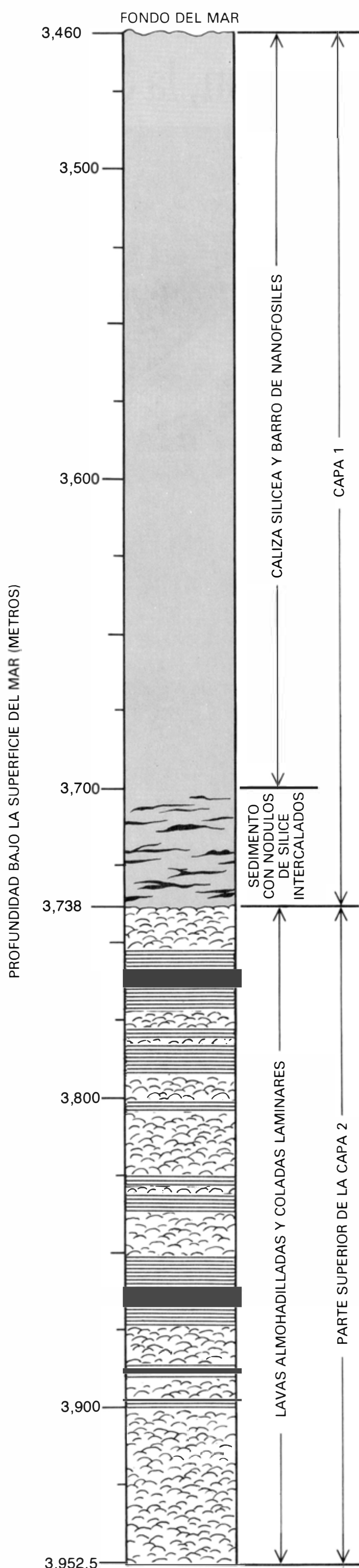
La "raíz" de la dorsal mesoceánica, las estructuras subyacentes en el manto, también se está investigando por medios sísmicos. Una forma de examinar las capas más profundas es estudiar las ondas superficiales, llamadas ondas Rayleigh. Donald W. Forsyth, de la Universidad Brown, Nicole Girardin, del Institut de Physique du Globe de la Universidad de París, y Wolfgang Jacoby, de la Universidad de Frankfurt, estudiaron el paso de ondas Rayleigh por litosfera joven en el Pacífico y a lo largo de la dorsal de Reykjanes, al sur de Islandia. Encontraron que la baja velocidad de las ondas *S* se extiende, hacia abajo, hasta 60 kilómetros.

Un fuerte terremoto producido en Uzbekistán, en el sur de la Unión Soviética, en mayo de 1976, aportó nuevos datos. Con sismómetros para longitudes de onda ultralargas se registraron, en Los Angeles y en el polo Sur, ondas Rayleigh con un período de 300 a 400 segundos, que pueden hacer varios circuitos terrestres. El paso de ondas de gran longitud demuestra que la zona de baja velocidad situada bajo la dorsal del Pacífico oriental se extiende hasta una profundidad de 200 kilómetros, detectándose la velocidad mínima a unos 100 kilómetros. Por consiguiente, la dorsal mesoceánica tiene raíces profundas.

Stuart A. Hall, de la Universidad de Houston, y sus colaboradores han sugerido un avance de modelo cuantitativo de la cámara magmática y su raíz en el manto. Su trabajo trata de explicar las pequeñas anomalías gravitatorias de la cresta de las dorsales mesoceánicas. Ya me he referido a que la dorsal se halla aproximadamente en equilibrio isostático, libre pues de grandes anomalías del campo gravitatorio. Lo que no impide que sí se presenten pequeñas anomalías sobre la propia cresta de la dorsal. En la dorsal mesoatlántica, donde el ritmo de expansión es bajo, existe una anomalía negativa; en la dorsal del Pacífico oriental, donde el ritmo de expansión es alto, hay una pequeña anomalía positiva.

Según Hall y sus colaboradores, ambas anomalías gravitatorias podrían explicarse mediante un tipo de cámara magmática. Postulan que la densidad del material de la cámara magmática ronda los 2,75 gramos por centímetro cúbico, o sea, es el 1 por ciento menor que la de la roca circundante. La raíz del manto, construida en gabro, tiene una densidad de tres gramos por centímetro cúbico, un 6 por ciento menor que la de la roca del manto adyacente. Por tanto, la densidad de la cámara y de la raíz del manto se parece mucho a la densidad de la roca adyacente.

Hall y sus colaboradores llegan a la conclusión de que las pequeñas anomalías gravitatorias que aparecen sobre las dorsales no obedecen a variaciones de



12. EL SONDEO MAS PROFUNDO hasta hoy perforado en la corteza oceánica es el pozo 504-*B*, en el valle de fractura de Costa Rica, situado entre las islas Galápagos y Sudamérica. Testigos del sondeo 504-*B*, como el representado esquemáticamente, brindan nueva información acerca de la estructura de la corteza. A la izquierda se indica la profundidad bajo la superficie del mar; el testigo dibujado viene a ser la mitad de toda la profundidad del sondeo. En el rift costarricense, la corteza tiene unos seis millones de años de antigüedad. Está cubierta por una capa de sedimento de 275 metros de grosor, constituida principalmente por los restos de plantas y animales microscópicos marinos. Bajo esos 275 metros queda el zócalo oceánico, compuesto por lavas almohadilladas y coladas laminares. Curiosamente, se ha demostrado que la presión local en el fondo del testigo de la ilustración es menor que la presión en el fondo oceánico. La diferencia de presión podría hacer bajar agua marina por las grietas. Dibujo de Todd Pink.

la densidad, sino a accidentes topográficos de la cresta de la dorsal. En la dorsal mesoatlántica, de expansión lenta, existe un valle de fractura a lo largo del eje de la dorsal. En la dorsal del Pacífico oriental, de expansión rápida, el eje lo marca una prominencia.

La última fuente de información acerca de la estructura de la corteza oceánica no son las ondas sísmicas ni los datos de gravedad, sino la radiación electromagnética. Se pueden medir ya los campos magnético y eléctrico submarinos con notable precisión a través de receptores instalados en el fondo oceánico. Si sobre el suelo marino, a cierta distancia de un tal receptor, se coloca una fuente de corriente eléctrica, el campo eléctrico inducido por la corriente se propaga por la roca. La intensidad del electromagnético que se mide indica cuán buen o mal conductor de electricidad es la sección intermedia de la corteza.

La conductividad eléctrica de una roca se ve afectada por la composición química, la temperatura y el grado de fusión. Por consiguiente, un registro de la conductividad eléctrica en profundidad puede informar muy bien acerca de la roca de la corteza y del manto superior. Como fuente de energía electromagnética, Charles S. Cox y Peter Young, de Scripps, han empleado un alambre aislado de 800 metros de longitud con los extremos descubiertos. El alambre actúa como dipolo eléctrico horizontal; el flujo de retorno de corriente pasa por el océano. El alambre se tiende sobre el fondo del mar al final de un cable uncido a un barco. Por el alambre se hace pasar una corriente alterna con un máximo de unos 70 ampère. La energía transmitida por el dipolo tiene una frecuencia de un hertz, aproximadamente. Un par de antenas cruciformes con brazos de nueve metros de longitud se coloca sobre el fondo del mar a 19 kilómetros del transmisor. Con esta estructura, Cox y Young han registrado señales de campo eléctrico de hasta 10^{-10} volt por metro. Dado que el "ruido", o campo eléctrico de fondo del suelo marino, es de 10^{-12} volt por metro, 100 veces más débil que la señal registrada, el hallazgo es importante.

El modelo de señales recibidas demuestra que en la corteza hay dos capas con conductividad eléctrica muy distinta. La superior mide como máximo 1,5 kilómetros de grosor y tiene una conductividad eléctrica alta: alrededor de 0,1 Siemens por metro. La capa superior corresponde a los basaltos fracturados, relativamente modernos, hallados cerca del techo del sondeo 504-*B*; la conductividad medida en los dos lugares es casi igual. En ambos sitios, la presencia de agua marina que ha penetrado por las fracturas aumenta mucho la conductividad eléctrica.

Bajo la capa conductora hay una región, que se extiende hasta unos seis o siete kilómetros, de conductividad mucho menor: unos 0,004 Siemens por metro. La conductividad medida en la región inferior probablemente sea un promedio entre la de la corteza inferior y la del manto superior. En las partes profundas de la corteza, la conductividad se debe a la penetración de agua marina en la capa de gabro. En el manto, la conductividad resulta del paso de la señal eléctrica a través de minerales de la roca caliente.

Las mediciones electromagnéticas pueden proporcionar una información única acerca de los cambios de temperatura con la profundidad y la presencia de roca fundida en las regiones profundas de la corteza. Por lo tanto, este método nuevo podría arrojar en los próximos años mucha luz sobre la zona cercana al Moho, difícil de investigar con otras técnicas. La observación electromagnética, tan novedosa y curiosa, es sólo uno más en el conjunto de métodos que hoy se están desarrollando para sondear la parte superior subyacente bajo el océano. Las teorías sobre la corteza oceánica, mucho más que las teorías sobre otras áreas de la ciencia, avanzan sólo con el progreso de nuevos métodos de observación. Los últimos diez años han asistido a un desarrollo notablemente rápido de tales métodos. Dado el inevitable desfase entre la observación y la formulación de nuevas teorías, la próxima década podría contemplar un cuadro nuevo y más preciso de la delgada capa que cubre la mayor parte de la superficie del planeta.



La corteza continental

Mucho más antigua que la oceánica, la integran materiales que en ocasiones se remontan 4000 millones de años atrás. Pero está en constante renovación merced a los ciclos tectónicos, el vulcanismo, la erosión y la sedimentación

B. Clark Burchfiel

Desde hace poco más de 200 años, los geólogos han venido prestando atención a la composición y estructura de los continentes, al objeto de reconstruir el registro de la historia de la Tierra. Es un proyecto que intimida. La corteza que subyace a los océanos se crea rápidamente, permanece intacta y apenas deformada la mayor parte de su breve vida y se destruye de nuevo muy deprisa. La edad de la corteza más antigua de las cuencas oceánicas no llega a los 200 millones de años. La corteza que forma los continentes se crea y modifica a través de múltiples procesos físicos y químicos; a menudo sufre varias fases de deformación y reelaboración que dan lugar a estructuras de complicadas características; cinturones de rocas deformadas, que cubren centenares de kilómetros de anchura y miles de kilómetros de longitud, resultan afectados por intrusiones de rocas ígneas y quedan recubiertos localmente por una fina capa de rocas sedimentarias más jóvenes. Además, la corteza continental resiste mucho mejor los procesos que destruyen la corteza oceánica. Las porciones más antiguas de los continentes tienen alrededor de 3800 millones de años. Lo que significa que la corteza continental alberga un registro complejo y fragmentario de los procesos evolutivos y dinámicos que han operado durante el 85 por ciento de los 4600 millones de años de historia de la Tierra.

La corteza continental se extiende bajo los continentes y sus márgenes y por regiones poco profundas de los océanos. En total ocupa alrededor del 45 por ciento de la superficie del planeta y constituye alrededor del 0,3 por ciento de su masa. Se distingue de la corteza oceánica y del manto subyacente por sus propiedades físicas y su composición química. Los límites laterales entre la corteza oceánica y la corteza continental están mal definidos, ya que no sólo están recubiertos por el agua de los océanos, sino también, en la mayoría de los lugares, por una gruesa secuencia de materiales sedimentarios. Los datos sísmicos, magnéticos y gravimétricos indican que el límite es inferior a 10 kilómetros de anchura en unos lugares y de varias decenas en otros. Los estudios sobre la composición de las rocas de la corteza oceánica y continental y la correlación de las composiciones de las rocas y las velocidades sísmicas revelan que la corteza oceánica se caracteriza por una composición basáltica, mientras que la corteza continental es un conglomerado de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, enriquecido en determinados elementos: potasio, uranio, torio y silicio, entre otros.

El límite vertical entre el manto y la corteza (tanto oceánica como continental) se denomina discontinuidad de Mohorovičić, y más comúnmente Moho. Es una zona de un grosor inferior al kilómetro en unos lugares y de varios kilómetros en otros, donde la velocidad de las ondas sísmicas de compresión aumenta desde alrededor de 6,8 kilómetros por segundo, en la corteza, hasta 8,1 en el manto. El aumento de la velocidad de transmisión de las ondas sísmicas se debe en gran parte al cambio de la composición del medio. Las rocas del manto difieren de las que se hallan en la corteza; son más pobres en silicio y más ricas en hierro y magnesio.

Por el estudio sísmico de la discontinuidad de Mohorovičić sabemos que la corteza oceánica mide entre cinco y ocho kilómetros de grosor, mientras que la corteza continental varía desde los 10 kilómetros hasta más de 70. En una primera aproximación puede decirse que la corteza se comporta como si estuviera flotando sobre el manto. La corteza oceánica es relativamente delgada y densa (de 3,0 a 3,1 gramos por centímetro cúbico), razón por la que las zonas de la superficie terrestre bajo las cuales se encuentra corteza oceánica suelen quedar por debajo del nivel del mar, a profundidades del orden de 2500 a 6500 metros. La corteza continental es más gruesa y notablemente menos densa (2,7 a 2,8 gramos por centímetro cúbico), de ahí que las regiones de la superficie terrestre formadas por corteza continental se encuentren cerca del nivel del mar o por encima del mismo. Las partes más gruesas de la corteza continental subyacen, normalmente, a las regiones que alcanzan alturas mayores, así las cadenas de montañas del Himalaya y los Andes. Recíprocamente, las partes más delgadas de la corteza continental suelen hallarse bajo el nivel del mar, en los márgenes continentales del Atlántico por citar un ejemplo.

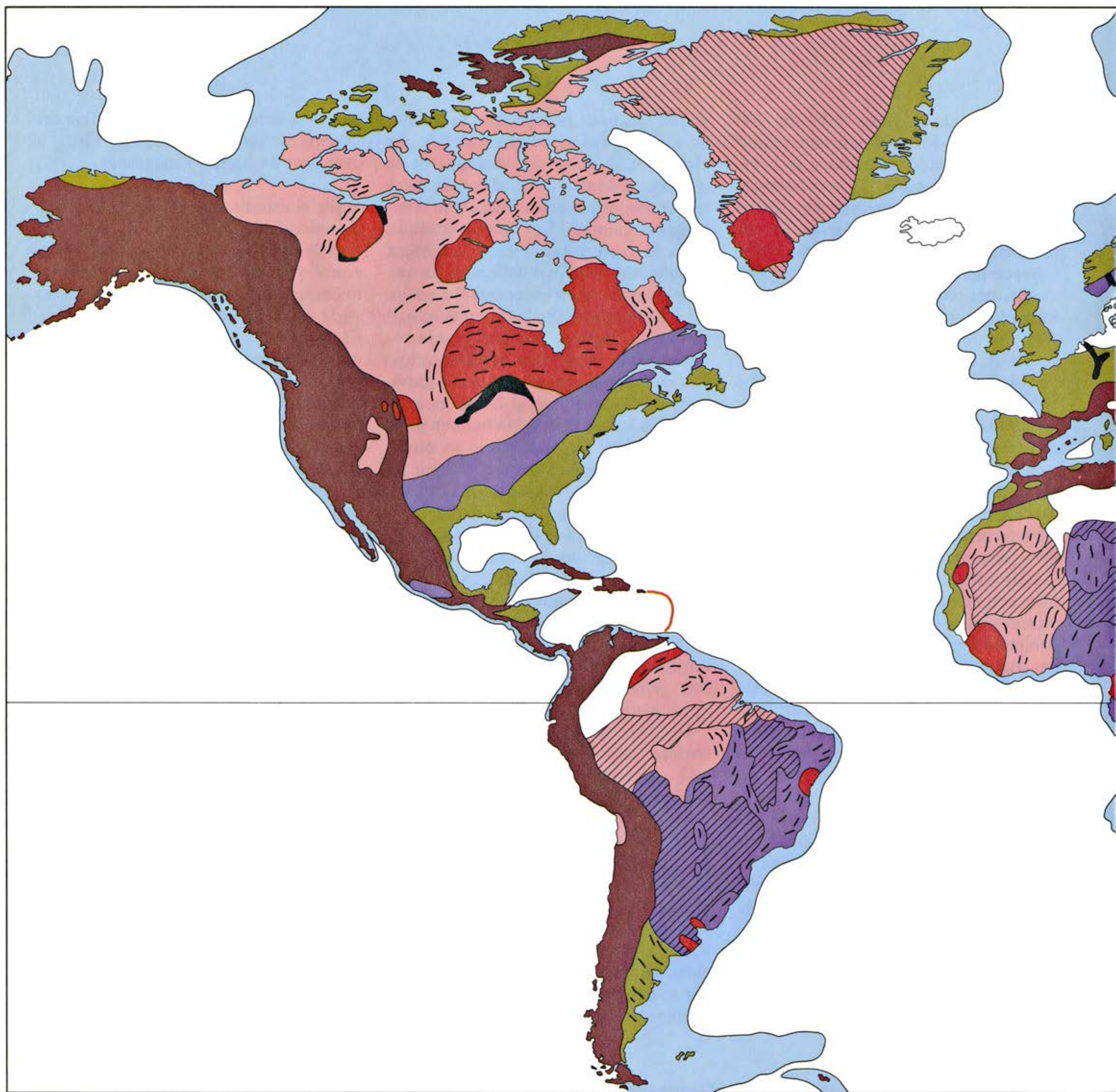
En las cadenas mesoceánicas y en algunas áreas de los continentes, donde se registra un activo vulcanismo y la corteza está sometida a estiramiento, se encuentran excepciones importantes a esta distribución. En tales lugares, los materiales calientes del manto inferior ascienden hasta niveles más superficiales, produciendo un calentamiento del manto superior y rebajando su densidad. La flotabilidad resultante produce una fuerza ascensional que eleva la superficie terrestre. La provincia Basin

1. CINTURON PLEGADO DE LABRADOR, en una imagen Landsat tomada sobre el norte de la provincia canadiense del Quebec. Revela la evolución seguida por la corteza continental: el cinturón era inicialmente una cadena de montañas, elevada por la colisión de dos continentes hace 1800 millones de años. Desde entonces, las montañas se han erosionado, quedando expuestas las rocas más profundas, principalmente metamórficas e ígneas, que la colisión deformó en gran cantidad de pliegues. Las subsiguientes colisiones entre placas han remodelado los continentes, no obstante lo cual, el cinturón recuerda a los que se están formando por la actividad tectónica que se produce en los márgenes continentales.

and Range, al oeste de los Estados Unidos, constituye un ejemplo claro de este hecho. La corteza, delgada, no impide una superficie terrestre elevada.

Otras excepciones se encuentran en áreas con importantes relieves topográficos, en las que la corteza se inflexiona hacia abajo en una distancia horizontal corta, usualmente del orden de 200 kilómetros. La corteza y el manto más superior se deforman igual que una lámina elástica para soportar el peso que ocasiona la elevada topografía. Se forman entonces depresiones alargadas que se rellenan de sedimentos hasta un máximo de ocho kilómetros de profundidad en las cercanías de grandes cadenas montañosas, aunque no de todas. Bajo estas depresiones alargadas descubrimos una corteza de espesor normal; simplemente, la corteza se ha doblado hacia abajo a fin de soportar el peso de las montañas.

Los materiales que forman la corteza continental se clasifican, por lo general, en dos grupos fundamentales: por una parte, acumulaciones de rocas sedimentarias o volcánicas escasamente deformadas que ocupan extensas áreas y, por otra, largos cinturones deformados



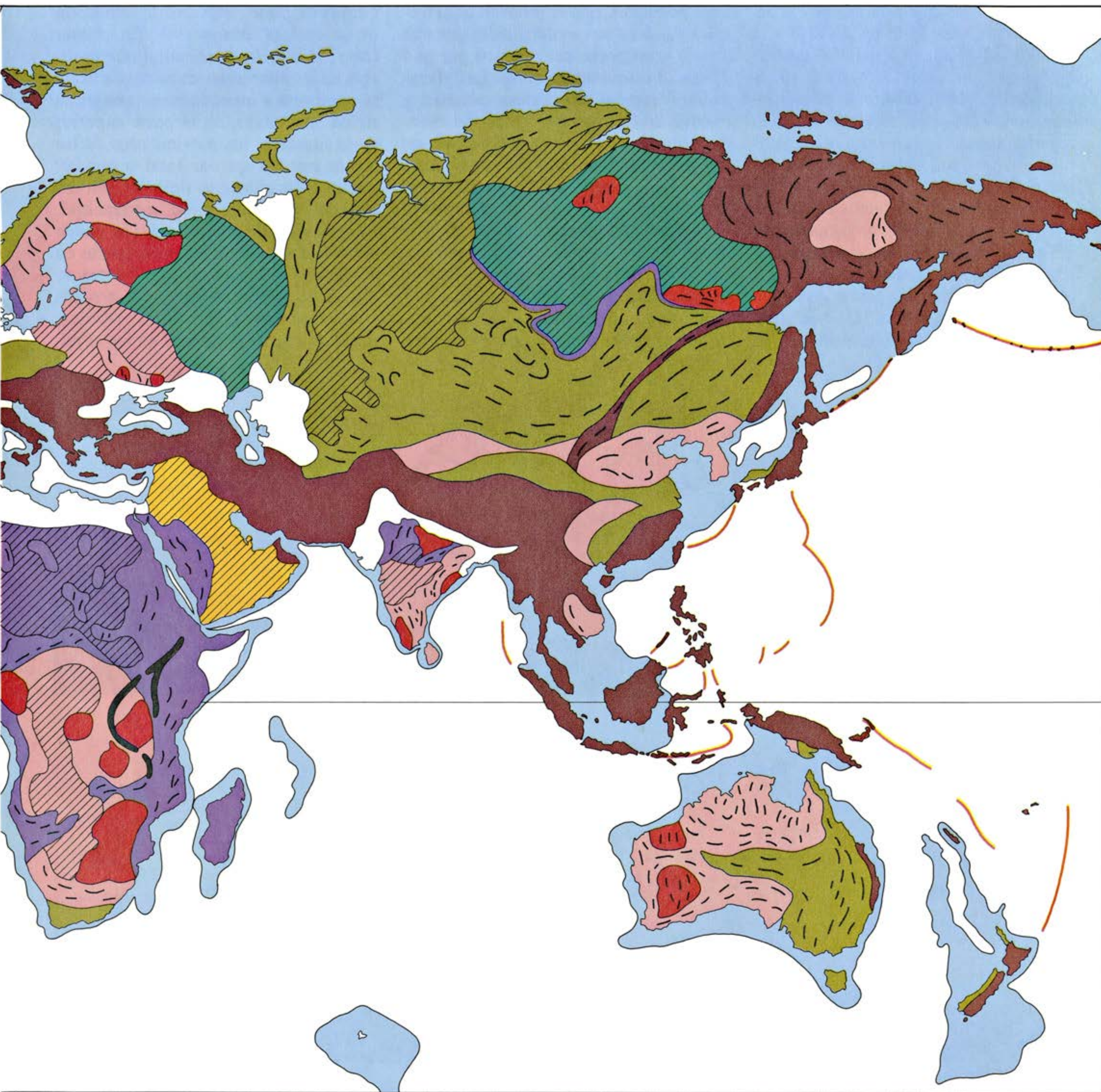
TIEMPO (MILLONES DE AÑOS DE ANTIGUEDAD)

0-250
1700-2500
700-2500
250-700
2500-3800
1700-3800
700-1700

2. DISTRIBUCION MUNDIAL DE LOS CINTURONES de rocas deformadas durante diferentes períodos geológicos, que constituyen la mayor parte de la corteza continental. En algunos lugares, los cinturones aparecen recubiertos por rocas sedimentarias o volcánicas o por hielo (*rayado en negro*). Incluso en esos casos los sondeos y otros métodos de exploración confirman la existencia de cinturones en profundidad. Los cinturones son complejos: registran varios episodios de deformación y suelen contener rocas

de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. Estos cinturones se denominan cinturones orogénicos, término que procede del griego *oros*, montaña. El primer grupo no se encuentra en todas las regiones continentales, pero donde aparece siempre recubre al segundo. En la parte central de los Estados Unidos forma una fina capa no superior a unos pocos kilómetros de grosor. En otras zonas, a lo largo de los márgenes continentales y en depresiones lineales, circulares o irregulares de los continentes, forma acumulaciones de materiales que superan hasta los 10 kilómetros de grosor.

El segundo grupo constituye la mayor parte de la corteza continental. Su gran variedad litológica le confiere una heterogeneidad que contrasta con la relativa homogeneidad de la corteza oceánica. Todos los cinturones del segundo grupo emplearon en su evolución varios cientos de millones de años, y las edades de cinturones adyacentes pueden diferir en centenares de millones de años, o incluso mil millones de años; así pues, cada cinturón representa un fragmento diferente de la historia de la Tierra. A menudo los cinturones



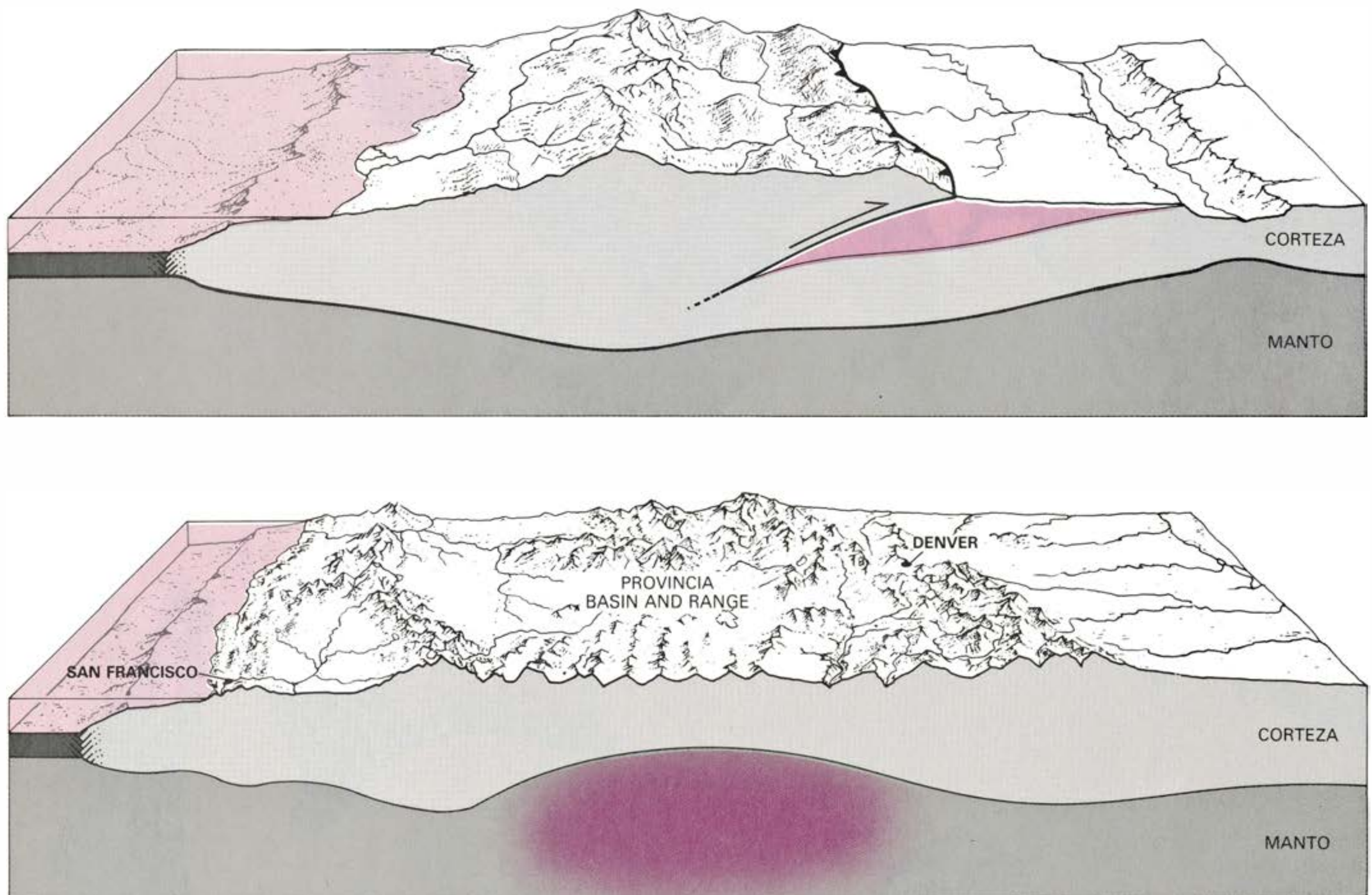
procedentes de otros cinturones. Los colores indican la edad de los principales episodios de deformación. Rocas de similar composición continental se encuentran bajo los márgenes continentales y parte de las pequeñas mesetas y plataformas marinas (*azul claro*). Los arcos volcánicos (*naranja*), construidos sobre corteza oceánica, forman un tipo de corteza que puede suturarse a un continente cuando dos placas colisionan o una subside bajo otra. También se conservan en los continentes rocas y estructuras procedentes de la divergencia de dos placas. Son ejemplo de ello las fosas activas, como las del Africa oriental, otras más antiguas, como la de Oslo, en Escandinavia y las de Athapuscow y Bathurst, Canadá, (de más de 2000 millones de años de edad) (*gris*).

más jóvenes quedan oblicuos con respecto a los más antiguos, en cuyo caso los más jóvenes los truncan. En otros lugares, los cinturones de diferente edad corren paralelos.

Un examen detallado de los materiales que forman los cinturones indica que algunos de los más antiguos son similares a los constituidos en épocas geológicas más recientes. También se parecen a los que produce hoy la actividad tectónica. Este hecho ofrece la posibilidad de que el estudio de las formaciones de rocas modernas y de su actual deformación facilite la comprensión de los procesos responsables de la formación de los cinturones orogénicos más antiguos, que constituyen la mayor parte de la corteza continental. El recurso a la teoría de la tectónica de placas resulta aquí decisivo: proporciona un marco donde relacionar los conjuntos de rocas y su deformación con las interacciones entre las placas que componen la corteza entera. De hecho, la teoría se desarrolló sobre todo a partir de los datos extraídos de los océanos; su aplicación al estudio de la corteza continental se ha efectuado con datos de variada procedencia. La comprensión del desarrollo continental se basa en una versión modificada de los conceptos de tectónica de placas.

El marco teórico en que se encuadra la tectónica de placas es simple: la parte más externa de la Tierra, la litosfera, se divide en seis placas principales y varias más pequeñas, que se mueven unas respecto de las otras a velocidades que van desde unos pocos centímetros por año hasta 20 centímetros o más. Las placas están formadas por corteza oceánica y continental, junto con parte del manto subyacente; la discontinuidad de Mohorovičić se encuentra en su interior. Las placas suelen considerarse cuerpos rígidos, de ahí que la mayoría de sus interacciones se concentren a lo largo de sus bordes, que pueden ser zonas de intensa deformación. Dichos bordes de placa pueden clasificarse en tres tipos principales: divergentes, transformantes y convergentes. En los bordes divergentes se crea nueva corteza oceánica; en los transformantes se produce un desplazamiento horizontal, entre las dos placas, paralelamente a sus límites; en los convergentes una de las placas se sumerge en el manto. Generalmente, la corteza continental no sufre esta subducción, debido, sobre todo, a que "flota" sobre el manto.

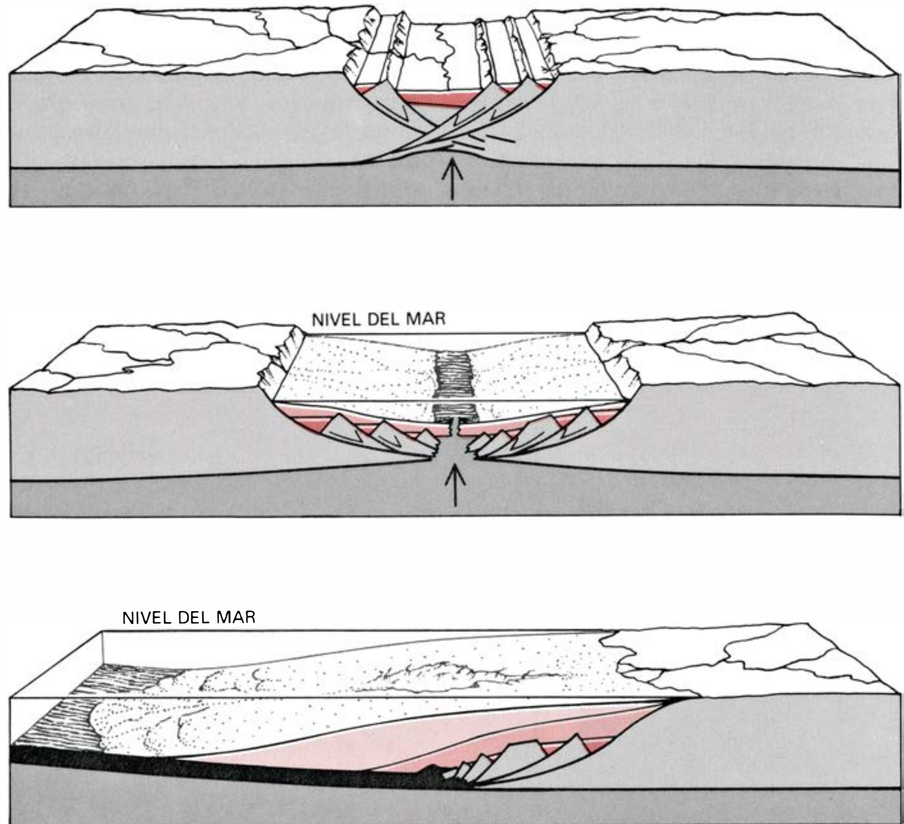
Hay que modificar en varios puntos importantes este esquema básico si queremos poner en claro la evolución de la corteza continental. En primer lugar, la corteza continental que participa en las interacciones entre placas no se comporta a menudo como una pieza rígida. Por tanto, en la parte superior de la litosfera, los movimientos de las placas pueden quedar total o parcialmente absorbidos por deformación del interior de la corteza continental. Buena parte de la deformación puede atribuirse a fuerzas que se originan en los bordes de las placas; los límites de placas, que generalmente son estrechos y bien definidos en la corteza oceánica, resultan amplios y difusos en los conti-



3. A TRAVES DEL EQUILIBRIO ISOSTATICO se nos describe la relación de la corteza continental con el manto subyacente. La corteza, más ligera, se comporta como si flotara; por eso las regiones de gran elevación, como las cadenas montañosas, suelen ser lugares donde la corteza ofrece un notable grosor. En esta figura se muestran dos excepciones. En el dibujo superior, la corteza de una cadena de montañas se ha flexionado hacia abajo cual si de una lámina elástica que soporta un peso se tratara. Donde se ha producido la inflexión, que ha sido llenada por rocas sedimentarias (*color*), la corteza es más gruesa de lo que cabría esperar por la elevación de la superficie. En el dibujo inferior, que muestra la parte occidental de Estados Unidos, una zona del manto está caldeada, y por tanto es menos densa de lo usual (*color*). Su tendencia a ascender alza la corteza por encima de lo que le corresponde.

nentes. Los límites entre la placa Euroasiática y la placa India, por ejemplo, alcanzan más de 2000 kilómetros de anchura donde la corteza continental de una placa entra en contacto con la corteza continental de la otra.

En segundo lugar, la corteza continental dista mucho de ser uniforme en sus propiedades mecánicas, ya que está formada por cinturones de rocas antiguas u otras estructuras preexistentes, que pueden determinar la localización de nuevos episodios de deformación. Por tanto, una zona de deformación que se extienda hacia el interior del continente puede dar lugar a la formación de estructuras tan fuertemente influidas por las anisotropías de la corteza que sean difíciles de relacionar con la actividad tectónica en el borde de la placa. En una zona de deformación de tales características es difícil definir un borde de placa: toda la zona funciona como tal. En general, las rocas más antiguas y las estructuras de los continentes han sido sometidas a lo largo del tiempo a la actividad de sucesivos sistemas de borde de placa, razón por la cual el registro contenido en sus materiales es a menudo fragmentario y difícil de interpretar. Bajo estas circunstancias, el estudio de los modernos sistemas de borde de placa puede enseñarnos cómo evolucionan éstos y, también, los más antiguos. Varios ejemplos de estos tres tipos de límite entre placa pueden servir de introducción a estructuras más complicadas, que resultan de la superposición de varios episodios tectónicos.



4. BORDE DE PLACA DIVERGENTE, **donde las placas se separan produciendo la extensión y el adelgazamiento de la corteza continental. Inicialmente (*arriba*) en la corteza superior se forman sistemas de fallas. A menudo los bloques fallados rotan al subsidir. No se conoce con precisión la extensión que se produce en los niveles más inferiores. La subsidencia (*centro*) ocasiona la acumulación de rocas sedimentarias continentales o marinas de aguas someras (*colores intermedios*) y la ascensión de rocas ígneas (*gris oscuro*). Si las placas continúan divergiendo (*abajo*) se diferencian dos continentes, formándose corteza oceánica nueva entre ellos. El margen adelgazado de cada continente subside a medida que se separa de la zona de divergencia; queda entonces cubierto por rocas sedimentarias no falladas (*color claro*).**

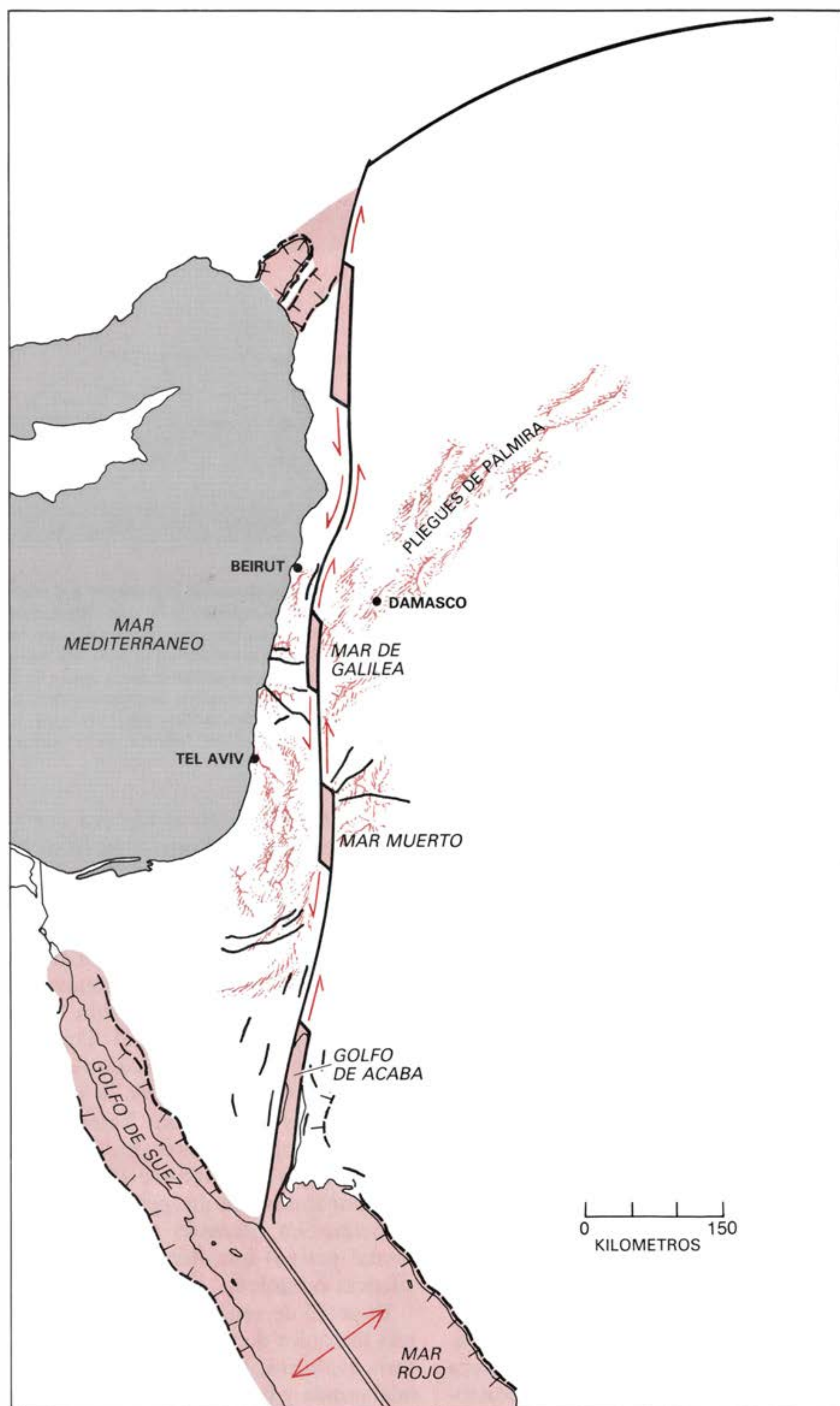
La separación entre dos placas a lo largo de un borde de placa divergente que atraviesa la litosfera continental comienza cuando la corteza y el manto litosférico subyacente sufren un proceso de extensión y atenuación. Se desarrollan fallas que afectan a la corteza, siguiendo zonas largas y estrechas en cuyo interior los materiales fracturados de la corteza sufren una subsidencia diferencial, formándose grandes bloques basculados. Como la parte superior del manto participa de esta extensión, se produce un ascenso de materiales de zonas inferiores del mismo (del nivel más dúctil y más caliente, la astenosfera), lo que incrementa el flujo de calor a través de la litosfera. Resultado de ello es la fusión parcial del manto y un vulcanismo característico de rocas basálticas que a menudo es alcalino (es decir, rico en sodio y potasio).

A veces la divergencia termina cuando sólo se ha producido una extensión de unas pocas decenas de kilómetros; estas zonas de corteza continental atenuada dan lugar a fosas en el interior de los continentes. Algunos de los ejemplos más recientes y todavía activos son el valle del Rhin y fosas asociadas en la Europa central, las fosas de Africa oriental y las del Río Grande, en el suroeste de los Estados Unidos. Ejemplos más antiguos son la fosa de Oslo, en el sur de Escandinavia, con sus 280 millones de años de edad, la fosa de Keweenawan, en el centro de los Estados Unidos, de unos 1000 millones de años, y las fosas de Athapuscow y Bathurst, en el noroeste del Canadá, con una edad superior a los 2000 millones de años.

En otros casos la divergencia continúa. El adelgazamiento de la corteza adquiere entonces mayores proporciones. Este proceso culmina con la separación en dos de la corteza continental y la formación de una nueva cuenca oceánica, bajo la cual se encuentra una extensión creciente de corteza oceánica. Cada margen de la corteza continental se separa del otro a partir de la región de divergencia. El manto superior, caliente, se separa con él. Andando el tiempo, éste se enfría y contrae, provocando la subsidencia de la corteza. A la vez, las fallas que acompañan el estiramiento y la atenuación de la corteza cesan en su actividad. Comienzan a acumularse rocas sedimentarias de respetable grosor sobre la corteza subsidente y adelgazada. También se acumulan sobre la zona de transición entre las cortezas continental y oceánica, formándose un margen continental característico (llamado margen continental pasivo) que flanquea bastantes cuencas oceánicas.

El perfil de un margen afectado por una tectónica de fractura ilustra su historia evolutiva. La corteza continental, adelgazada y fallada, aparece recubierta de una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias depositadas durante la fase inicial de divergencia en valles de fractura fallados. Estos materiales están recubiertos a su vez por una grue-

sa capa de rocas sedimentarias, no fracturadas, depositadas durante la posterior fase de subsidencia, más gradual. Los márgenes atlánticos de la costa oriental de los Estados Unidos y la costa occidental de Africa son ejemplos bien estudiados de márgenes divergentes. Generalmente, dichos márgenes presentan elevados gradientes de temperatura durante los primeros estadios de su evolución, lo que les convierte en puntos favorables para que la maduración de la materia orgánica origine depósitos de petróleo y gas natural. Al producirse la divergencia de dos masas continentales cerca de un antiguo margen continental, se separan y arrastran fragmentos del continente, formándose pequeñas plataformas de corteza continental sumergidas parcial o totalmente en los océanos y rodeadas de corteza oceánica. Tal es el caso del Lord Howe Rise (cuya parte más elevada es Nueva Zelanda), en el suroeste del Pacífico, y el de parte de las plataformas de Kerguelen y las Mascareñas, en el océano Indico.



5. BORDE DE PLACA TRANSFORMANTE, donde las placas se deslizan horizontalmente una respecto de la otra. Vale de ejemplo la zona de falla del mar Muerto, en el Oriente Medio. La corteza que queda al este de la falla avanza hacia el norte con respecto a la corteza situada al oeste, desplazamiento relativo que alcanza los 105 kilómetros en la parte sur de la zona y ha abierto golfos y mares, como el propio mar Muerto. Además, parte de la corteza se ha acortado, formando los pliegues de las montañas de Palmira.

En los bordes de placa transformantes, donde las placas se desplazan lateral y horizontalmente una con respecto a la otra, a lo largo de fallas verticales o subverticales, ni se forma corteza ni se destruye. El desplazamiento horizontal a lo largo del borde puede alcanzar centenares de kilómetros e, incluso, miles de kilómetros. Cuando el borde de placa atraviesa la corteza continental, el desplazamiento puede distribuirse en una zona de fracturas de varios centenares de kilómetros de anchura. Se desplazan lateralmente cinturones de plegamiento preexistentes y parte de ellos pueden sufrir rotaciones que rompen su continuidad original. Ramificaciones o inflexiones de las fallas pueden producir, localmente, regiones de divergencia o convergencia entre las dos placas.

He aquí dos ejemplos. La falla Alpina de Nueva Zelanda se integra en un sistema transformante a lo largo del borde entre la placa Pacífica y la placa India. Atraviesa un fragmento de corteza continental que fue arrastrado desde Australia hace aproximadamente 100 millones de años. El desplazamiento horizontal a lo largo de la falla se cifra hoy en 400 kilómetros, pero el movimiento entre las placas no se ha limitado al desplazamiento. Los materiales y las estructuras creadas por la actividad de un borde de placa más antiguo han sido objeto de rotación e inflexión, y registran un total de alrededor de 1200 kilómetros de movimiento diferencial. Puede observarse que el movimiento fue puramente transformante hasta hace unos 40 millones de años y luego se hizo oblicuo, con componentes transformantes y de compresión. La compresión ha producido un engrosamiento de la corteza y ha elevado una cadena de altas montañas: los Alpes de Nueva Zelanda.

La zona de fractura del mar Muerto, en Oriente Medio, es un sistema transformante que conecta un borde de placa divergente del mar Rojo con otro

convergente de las montañas de Taurus, en Turquía meridional. En algunos sitios, la zona de fractura se inflexiona hacia el oeste, pasando a ser oblicua a la dirección del movimiento transformante; se forman así pequeñas regiones en las que éste causa un estiramiento de la corteza, que se atenúa y subside. Ejemplos de estas, así llamadas, "cuencas de estiramiento" (*pull-apart basins*) a lo largo de la falla son el mar Muerto, el mar de Galilea y el golfo de Acaba. Al norte del mar de Galilea, la zona de fractura se inflexiona hacia el este, produciendo un resultado opuesto al anterior: la compresión y el engrosamiento de la corteza, que ha dado lugar a las elevaciones del haz de pliegues de Palmira. De esta manera, parte del movimiento hacia el norte de la placa Arábiga respecto a Europa ha sido absorbido por convergencia y acortamiento en el interior de la corteza continental.

Los sistemas de borde de placa convergente generan la mayor parte de la corteza continental. Es el más complicado de los tres tipos de borde de placa, y el que produce una deformación de la corteza continental que afecta a regiones más amplias. En la configuración habitual de un borde de placa convergente, una placa de litosfera oceánica subduce (se hunde) bajo otra placa de litosfera oceánica o continental. A medida que aumenta la distancia a la zona de subducción, la placa superior presenta una serie de rasgos geológicos: en primer lugar, un prisma de acreción formado por rocas sedimentarias y fragmentos de la corteza oceánica arrancados de la parte superior de la placa hundida, que se pliegan y fracturan; luego, una zona topográficamente elevada (un umbral externo del arco) formada por las partes más elevadas del prisma de acreción; a continuación, una cuenca marginal, que acumula sedimentos que provienen de las elevaciones adyacentes; finalmente, un arco volcánico, la estructura más característica, alimentado por magma que asciende desde la placa subducida y desde el manto que se encuentra sobre ella. Si la placa superior que no sufre subducción está constituida por litosfera oceánica, las estructuras formadas reciben el nombre de arco insular. Si está compuesta por litosfera continental, crea un arco volcánico de margen continental.

Detrás del arco volcánico, la placa superior puede sufrir extensión o compresión. O bien comportarse con bastante pasividad. Si la placa sufre extensión pueden erigirse estructuras similares a las vistas en los bordes de placas divergentes. Una amplia zona en extensión puede adelgazar la litosfera y la corteza, formándose depresiones como la del mar Egeo, en el Mediterráneo oriental. Si la extensión de la corteza tras el arco continúa hasta que se forma una nueva corteza oceánica, aparecerá un mar marginal. Este se encontrará entre la parte principal de la masa continental y el fragmento de corteza continental afectado por la fracturación, así el mar del Japón, entre Asia y las islas del Japón. Si la placa superior está sometida a compresión, se formarán cinturones plegados y fallados que acomodan el acortamiento y el engrosamiento de la corteza tras el arco volcánico. En los Andes existen estructuras semejantes a más de 800 kilómetros tras la zona de subducción.

En las zonas convergentes se añade a la corteza material nuevo procedente del manto. En particular, la subducción de la litosfera oceánica transporta parte de los sedimentos del fondo oceánico y la parte más superior de la corteza oceánica hacia el interior del manto. Los sedimentos y la corteza contienen agua, que rebaja la temperatura de fusión de ciertos componentes del material subducido. También reduce la temperatura de fusión de ciertos componentes del manto de la placa suprayacente. En pocas palabras, la subducción de la litosfera oceánica ocasiona una fusión parcial en profundidad. El material ígneo fundido se eleva e intruye en las rocas suprayacentes, donde puede enfriarse y cristalizar formando plutones: grandes masas ígneas subterráneas. Puede también alcanzar la superficie en forma de lava o de productos volcánicos de explosión, como pumita y cenizas. Está enriquecido en los elementos comunes en la corteza continental; por tanto, la fusión parcial fomenta la diferenciación química de la parte más externa de la Tierra.

Los estudios geoquímicos de los productos ígneos muestran que han atravesado una historia compleja y con varios estadios antes de llegar a la situación actual. En unos casos, las rocas ígneas se han contaminado por contacto con rocas más antiguas de la corteza, por lo que no todo su volumen representa material nuevo derivado del manto. De hecho, algunas rocas ígneas derivan enteramente de la fusión de corteza continental; no añaden, pues, volumen a la corteza. Queda por establecer qué proporción de material añadido a los continentes a través de las intrusiones ígneas es nuevo y qué proporción procede del reciclaje.

Las intrusiones ígneas incrementan la temperatura de la corteza inferior, y ese aumento disminuye la fragilidad de las rocas y facilita su deformación dúctil. Las estructuras de esa parte dúctil de la corteza pueden así dibujar pliegues grandes y complicados. Además, las rocas preexistentes pueden recristalizar dando lugar a rocas con nuevas asociaciones minerales. La deformación y la recristalización desdibujan, cuando no obliteran, los tipos de rocas y las características deformacionales preexistentes, por lo que resulta difícil dilucidar el origen y la evolución de las rocas más antiguas cuando la erosión las expone a la superficie de la Tierra. En general, las regiones de la corteza continental deformadas dúctilmente ascienden, de manera gradual, y se mueven lateralmente hacia regiones deformadas frágilmente, donde la temperatura ha permanecido más baja.

Inevitablemente, la convergencia de placas conduce a colisiones entre arcos insulares y continentales. Los arcos (donde se encuentran islas y plataformas oceánicas) constituyen un tipo de transición con corteza más gruesa y menos densa que la oceánica, pero no tan gruesa ni tan "ligera" como la mayor parte de la corteza continental. Sin embargo, los arcos insulares, al igual que la corteza continental, tienden a resistirse a la subducción. Así, la eliminación (por subducción) de la corteza oceánica entre un arco insular y un continente que se encuentran en placas que convergen ocasiona la sutura entre ambas placas. El movimiento de convergencia durante la colisión puede ser perpendicular al límite convergente o puede ser oblicuo al mismo y tener un componente de movimiento transformante. Cuando el movimiento es oblicuo, la deformación del sistema en colisión presenta las características de los bordes de placa convergentes y transformantes.

Los acontecimientos tectónicos de Papúa Nueva Guinea ejemplifican la evolución tectónica producida por la colisión de arcos insulares y continentes. La convergencia de la placa Australiana y la Asiática durante los últimos 40 millones de años ha arrastrado un arco insular, o posiblemente dos, sobre el borde de la placa Australiana. Los materiales del arco (o arcos) se han "astillado" y apretado contra los materiales del antiguo margen de Australia.

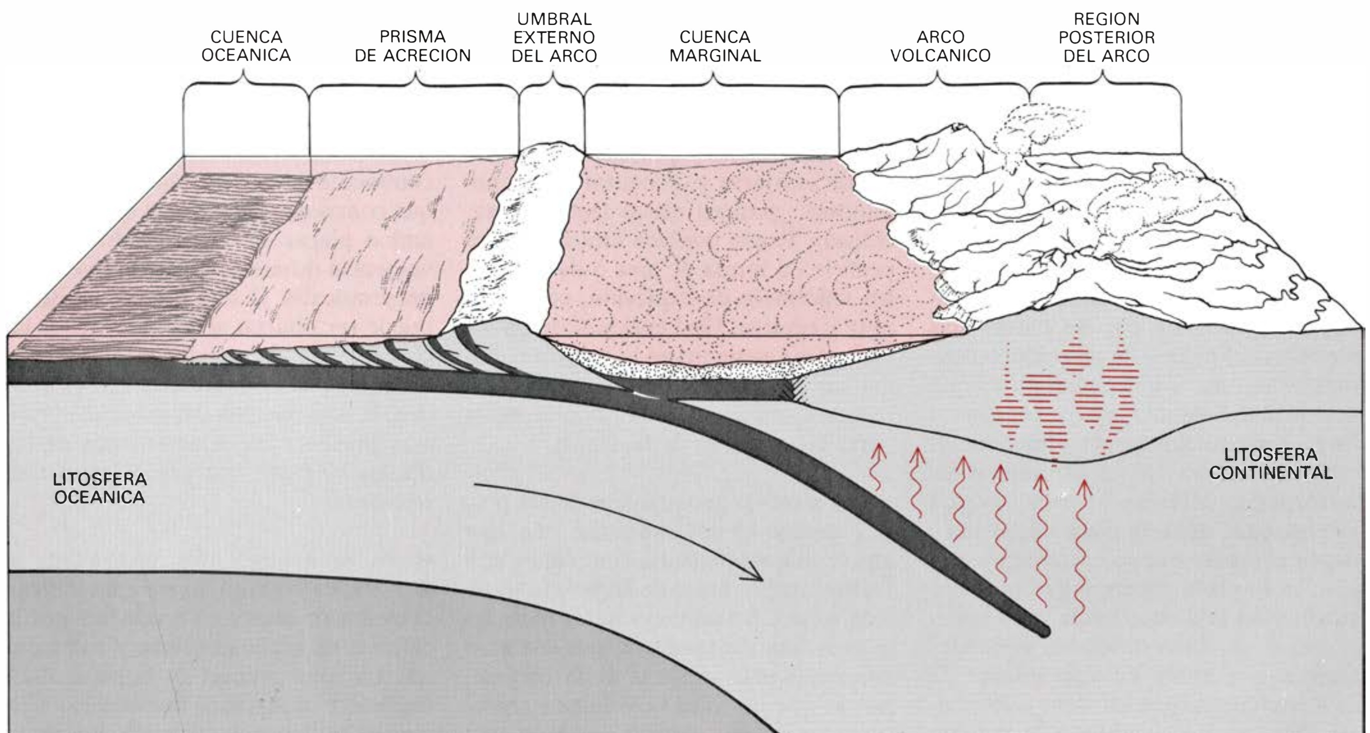
De hecho, el borde norte australiano se ha acortado y engrosado hasta unos 300 kilómetros desde el punto de colisión. La deformación sufrida por el arco insular y el continente ha sido, por consiguiente, muy importante, pero no lo suficiente para que resulten indescifrables las relaciones originales entre los materiales que los forman.

Asistimos a otro tipo de evolución geológica cuando los continentes chocan en un borde de placa convergente. Una colisión de este tipo ocurre actualmente a lo largo de la cadena alpino-himalaya, donde las placas India, Arábiga y Africana chocan con la Euroasiática. En el Mediterráneo oriental, la zona de colisión abarca más de 500 kilómetros de anchura. Por los datos geológicos se supone que pequeños fragmentos de la litosfera continental han sido arrastrados conjuntamente entre las placas convergentes. Esos fragmentos se encuentran hoy en la superficie, mientras las áreas oceánicas han subducido. La convergencia continuada de la región ha deformado dichos fragmentos y los bordes de las placas, de ahí que el sistema en colisión se extienda hoy a través de una zona tan amplia.

Una de las características de los sistemas en colisión, particularmente de aquellos entre continentes, es la formación, en la corteza, de escamas subhorizontales de 10 a 20 kilómetros de grosor, que se deslizan unas sobre otras en decenas o centenares de kilómetros. Este desplazamiento apila y engruesa diferentes partes de la corteza, dando lugar a series de escamas superpuestas, plegadas e irregularmente deformadas, lo que impide cualquier predicción relativa a los materiales y las estructuras que hay en profundidad a partir de los que se observan en superficie. Un rasgo más: la convergencia, que ocurre típicamente a lo largo de bordes irregulares en una corteza que es muy anisótropa, provoca movimientos complejos de pequeños fragmentos de la corteza situados dentro del sistema convergente. Dichos movimientos locales pueden ser divergentes, transformantes o convergentes.

El ejemplo más espectacular de un borde de placa convergente activo en la actualidad se encuentra en Asia. Peter Molnar, del Instituto de Tecnología de Massachusetts, y Paul Tapponnier, del Conseil National de la Recherche Scientifique (CNRS) francés, han observado que la deformación se extiende a través de una región de 3000 kilómetros de anchura. La colisión que se viene registrando desde hace unos 50 millones de años entre la placa India y la placa Asiática representa una colisión entre la litosfera continental de la India y la de Asia. La convergencia continuada que se ha producido desde entonces es de un total de más de 2000 kilómetros y ha sido absorbida principalmente por deformación en el interior de la placa Asiática. Esta ha absorbido la masiva deformación intracontinental por fracturación compresiva, transformante y extensiva a lo largo de jóvenes cinturones de deformación que generalmente se establecen sobre otros más antiguos, producto de la actividad de sistemas de borde de placa anteriores. En pocas palabras, Asia se ha acortado en sentido norte-sur y se ha extendido en sentido este-oeste a fin de acomodarse al movimiento de la India hacia el norte.

El borde norte de la placa India se ha fragmentado entre tanto en varias escamas suavemente inclinadas, cuyo apilamiento ha engrosado la corteza y formado los Himalayas. La fracturación se extiende, en Asia, hasta aproximadamente 3000 kilómetros desde el borde de colisión. La actividad ígnea presente en sectores de la zona de colisión sugiere que las partes más profundas de la corteza se conservan aún muy calientes, creando un entorno donde las rocas



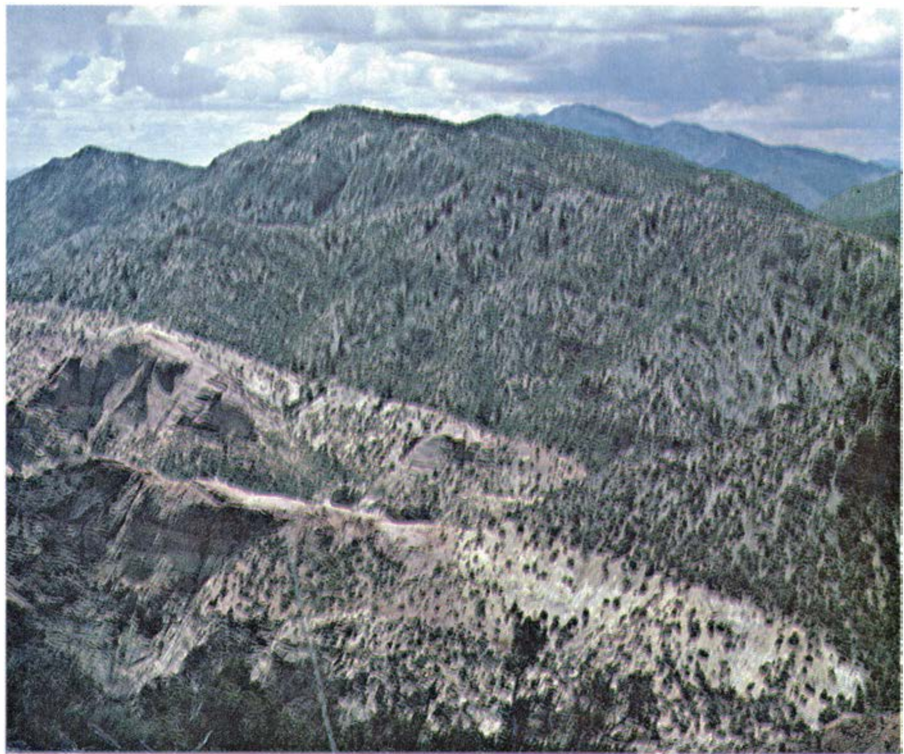
6. BORDE DE PLACA CONVERGENTE, en el que colisionan dos placas. Está marcado por una secuencia característica de estructuras en la placa superior. En la configuración más usual, la litosfera oceánica (corteza y manto superior) subduce bajo la litosfera continental. Los fragmentos de la corteza oceánica y las rocas sedimentarias arrancados de la placa que subduce forman un prisma de acreción y un umbral exterior del arco. Aparece a continuación una cuenca marginal, que acumula sedimentos procedentes de las elevaciones adyacentes, y luego un arco volcánico, la estructura más característica que resulta de la subducción. Parte del magma que asciende desde la zona de subducción solidifica en la corteza. La región posterior del arco, tras los volcanes, puede mostrar convergencia (fracturación o plegamiento de la corteza continental) o divergencia (adelgazamiento cortical y subsidencia).

recristalizan y están sometidas a una deformación dúctil. Por tanto, los materiales y las estructuras formadas en períodos más antiguos se deforman nuevamente y se destruye su estructura anterior.

A partir del estudio de los cinturones deformados más modernos, como el cinturón alpino-himalayo, se hace evidente que los bordes de placa evolucionan rápidamente. Los arcos insulares pueden formarse, desplazarse centenares de kilómetros y colisionar con continentes en sólo unas pocas decenas de millones de años. Pequeños fragmentos continentales pueden ser sometidos a fracturación y luego colisionar con continentes en períodos de tiempo igualmente cortos. Los cinturones deformados que constituyen los continentes representan, pues, una historia larga y compleja de sistemas de borde de placa superpuestos.

El final de esta evolución sobreviene probablemente cuando una región pasa a estar en una situación tan alejada de la actividad de los bordes de placa que deja de estar sometida a su influencia. En bastantes casos, ello sucede cuando una cuenca oceánica se cierra finalmente por una colisión entre dos continentes. Ejemplo de ello lo constituyen parte de las montañas de los Urales, en la Unión Soviética. Inicialmente, hace alrededor de 1000 millones de años, dos masas continentales se fracturaron y separaron, creándose una cuenca oceánica entre ellas. El subsiguiente acercamiento de los continentes generó arcos insulares, que colisionaron con los continentes en diversas épocas, hasta que la secuencia finalizó con la colisión de los dos continentes, hace 250 millones de años. La mayor parte del cinturón deformado que resultó de dicha colisión (llamado cadena de los Urales) se encuentra suficientemente lejos de cualquier actividad de borde de placa más moderna para no haber sufrido ninguna nueva deformación.

Lo cual no significa que todo el cinturón permanezca inmune. Los procesos de fracturación en su parte sur han creado océanos de menos de 250 millones de años, algunos de los cuales se han destruido posteriormente, originando nuevos cinturones de montañas; así pues, a la parte sur de los Urales se le ha superpuesto el cinturón alpino-himalayo. Además, por el norte, los Urales llegan hasta el océano Artico, donde existe la posibilidad de que en el futuro se desarrolle una actividad de borde de placa. Historias similares se pueden deducir de la geología de todos los continentes, en que los cinturones deformados más antiguos son cortados por los más modernos.



7. DEFORMACION FRAGIL característica de las rocas de los niveles superficiales de un cinturón deformado por convergencia entre placas. Escamas de materiales tienden a cabalgar unas sobre las otras en decenas o centenares de kilómetros. Esta fotografía de las montañas Spring, en el sur de Nevada, muestra unas calizas del Cámbrico (colores oscuros) que tienen de 500 a 550 millones de años de edad, cabalgadas de derecha a izquierda sobre areniscas del Jurásico, de colores más claros, que tienen una edad de 175 a 200 millones de años. Marca el contacto un plano de cabalgamiento de unos 30 kilómetros de longitud.

Evidentemente, ciertas historias evolutivas son más fáciles de determinar que otras. En los cinturones deformados más modernos, la relación temporal de los acontecimientos tectónicos puede hacerse con una exactitud inferior al millón de años. Cuanto más antiguo sea un cinturón, con menos exactitud pueden establecerse dichas relaciones temporales. Pueden determinarse las relaciones temporales de varios acontecimientos, pero es muy difícil establecer la contemporaneidad de los acontecimientos que afectan a grandes áreas. Es un auténtico reto lograr reconstrucciones precisas de los antiguos sistemas de borde de placa. Más probable parece que los cinturones más antiguos se hayan fragmentado. Así, las continuaciones de los antiguos cinturones deformados de Australia se encuentran hoy en la India, Africa, Antártida y Sudamérica.

En las regiones donde la convergencia ha engrosado la corteza, la erosión de los cinturones deformados más antiguos ofrece una valiosa oportunidad de estudiar rocas que estaban inicialmente en los niveles profundos de la corteza. Importa señalar qué profundidades puede alcanzar la erosión. Esta penetra en la superficie de la Tierra (en un proceso que dura incluso varias decenas de millones de años), descubriendo progresivamente niveles más profundos; como la corteza tiende a "flotar", la desaparición de material en la parte superior provoca la elevación del resto de la corteza. De esta manera, las rocas de profundidades de 30 a 40 kilómetros aparecen expuestas en la superficie.

Cuando las rocas quedan descubiertas, han cesado las fuerzas que actuaron en el borde de placa en que se formaron. A pesar de ello, el examen de dichas rocas permite a los geólogos deducir los procesos, las temperaturas y las presiones que existieron cuando las rocas se formaron, y a partir de estos resultados reconstruir la respuesta, tridimensional, de la corteza continental a la actividad de los bordes de placa. Sólo los niveles más inferiores de la corteza se salvan de la erosión. Los estudios químicos de las rocas ígneas y de las inclusiones que en ellas se encuentran, así como los estudios geofísicos, sugieren que la mayor parte de la corteza más profunda tiene una composición similar a la de la corteza más superficial,

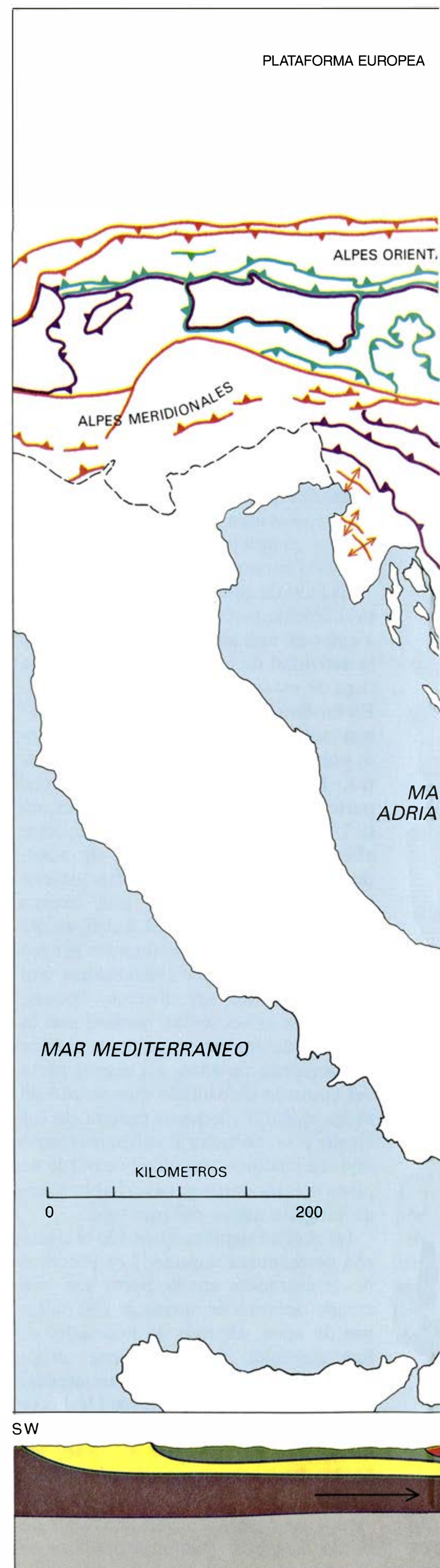
si exceptuamos que las rocas más profundas han recristalizado y, por ello, sus asociaciones minerales son más estables a presiones y temperaturas altas.

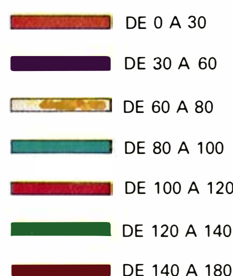
Algunos de los cinturones deformados de los continentes, incluida la mayoría de los cinturones arcaicos (de edades comprendidas entre 2500 y 3800 millones de años), son difíciles de interpretar como sistemas de borde de placa análogos a los modernos. Los tipos de rocas presentes en los cinturones antiguos son similares a los que se hallan en los sistemas convergentes modernos. Sus disposiciones y estructuras son, sin embargo, algo diferentes. Los cinturones más antiguos constan típicamente de masas de rocas volcánicas y sedimentarias, de forma irregular o elongada, en las cuales hay grandes extensiones de rocas graníticas intrusivas y de rocas metamórficas deformadas que contienen asociaciones minerales formadas a presiones y temperaturas elevadas. Las rocas volcánicas y sedimentarias se parecen a las que se encuentran en los arcos insulares modernos. Las únicas diferencias notables son que las rocas basálticas abundan en los cinturones más antiguos y que algunos basaltos son más ricos en magnesio y más pobres en silicio que los basaltos recientes. Por otra parte, algunos rasgos de los cinturones recientes parecen faltar en los más antiguos. Un ejemplo lo constituyen las secuencias de rocas sedimentarias de gran grosor y extensión formadas en aguas someras, como las que se desarrollan en los márgenes continentales pasivos modernos. Un segundo ejemplo lo proporcionan los extensos apilamientos verticales de escamas de rocas de la corteza que se cabalgan unas a otras.

Los investigadores de los cinturones arcaicos han tomado dos puntos de vista: que éstos son el resultado de movimientos de placas cuya intensidad y geometría difiere de las modernas, o que la tectónica de placas no operó durante la era Arcaica, lo que implica la actuación, entonces, de mecanismos de evolución geológica que no se observan actualmente. Aunque cada punto de vista tiene sus partidarios, también puede proponerse una modificación de la teoría de la tectónica de placas. Tal vez los cuerpos de rocas sedimentarias y volcánicas del Arcaico representaran arcos insulares y sus mares marginales, que fueron arrastrados y colisionaron contra pequeños núcleos continentales. Masas continentales mayores se desarrollarían progresivamente, y hace alrededor de 2500 millones de años algunos cinturones orogénicos comenzaron a asemejarse a los modernos.

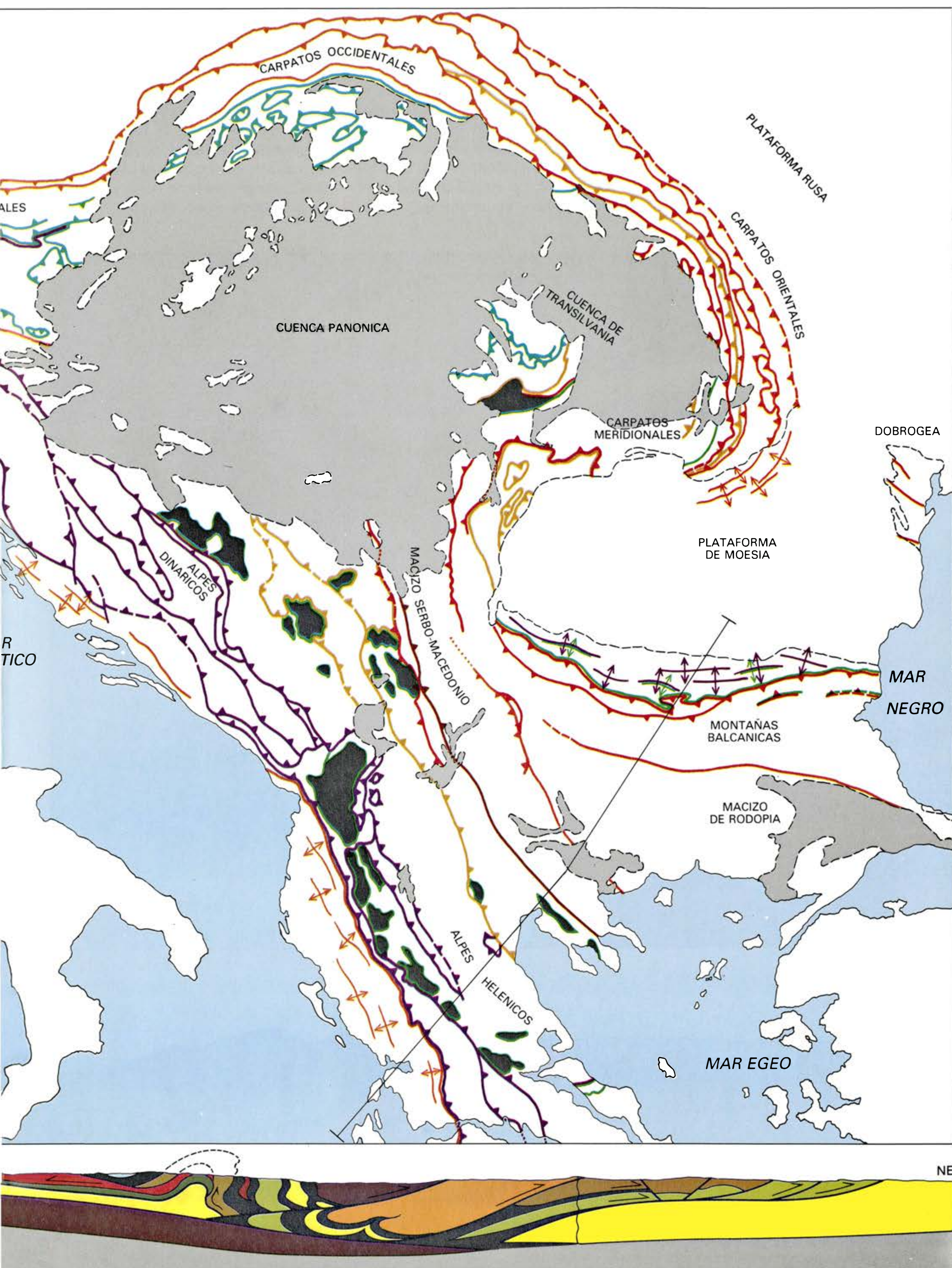
El ritmo de formación de la corteza continental es uno de los problemas más importantes. Por una parte, el examen de los cinturones orogénicos indica que algunos contienen una gran proporción de materiales derivados de cinturones más antiguos. Además, los hay que presentan rocas derivadas directamente del manto gracias a la actividad volcánica. Otros han incorporado, además, litosfera oceánica. No faltan pruebas que sugieren que el material continental puede a veces destruirse por subducción en el manto. Los estudios muestran que los cinturones orogénicos varían ampliamente en el balance de dichos procesos. Por ejemplo, los formados en la parte central y septentrional del Canadá, entre 2500 y 1800 millones de años atrás, incluyen una elevada cantidad de material de la corteza de más de 2500 millones de años. Por el contrario, los cinturones orogénicos de la misma edad del sudoeste de los Estados Unidos no contienen corteza más antigua, o presentan sólo una fracción pequeña. Por los datos recogidos, diríase que el volumen de la corteza continental ha ido incrementando con el tiempo.

Uno de los más antiguos cinturones arcaicos, con una edad de unos 3800 millones de años, se encuentra en la corteza continental de Groenlandia. Lo forman rocas sedimentarias e ígneas. Las primeras derivan en parte de



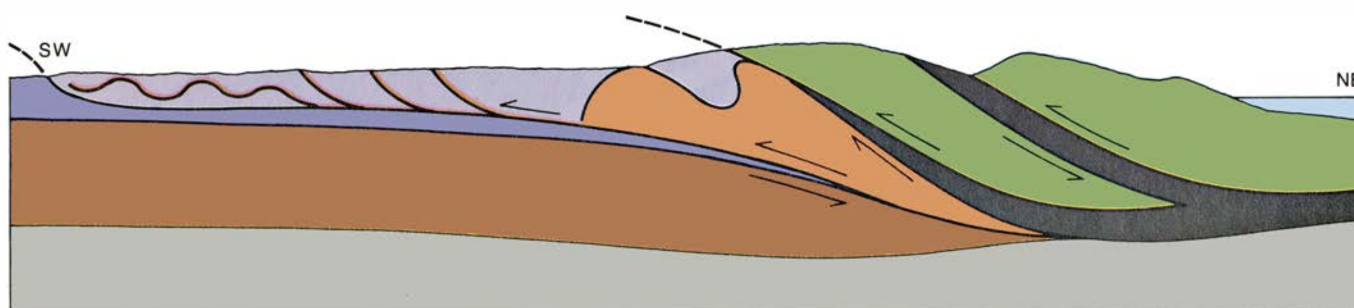


8. COLISION CONTINENTAL que elevó las cadenas de montañas del este de Europa y los Balcanes. En esencia, la placa Africana y la Europea convergieron, y dicha convergencia acortó y engrosó Europa, fracturando sus materiales en escamas y apilándolas unas sobre otras. El mapa muestra las diferentes edades de las fallas. Los triangulitos de las fallas señalan el lado cabalgante. El apilamiento tiene una simetría bilateral: las escamas cabalgantes se han desplazado hacia el norte en la mitad norte del mapa y hacia el sur en la mitad meridional. En la cuenca Panónica, la corteza se ha estirado, adelgazado y hundido; de ahí que el apilamiento de escamas aparezca cubierto de rocas sedimentarias (*gris*). Las líneas discontinuas indican afloramientos de rocas más profundas. El corte muestra la complejidad del apilamiento; los colores empleados en él nos sirven para identificar distintos niveles de rocas. Las escamas están muy deformadas: ningún nivel concreto puede seguirse en toda la extensión del cinturón deformado producto de la convergencia.


CARPATOS OCCIDENTALES
PLATAFORMA RUSA
CARPATOS ORIENTALES
ALES
CUENCA PANONICA
CUENCA DE TRANSILVANIA
CARPATOS MERIDIONALES
DOBROGEA
PLATAFORMA DE MOESIA
ALPES DINARICOS
MACIZO SERBO-MACEDONIO
R
TICO
MAR NEGRO
MONTAÑAS BALCANICAS
MACIZO DE RODOPIA
ALPES HELENICOS
MAR EGEO
NE

otras rocas continentales más antiguas. No obstante, no se ha descubierto prueba directa alguna de esa era anterior y, por tanto, queda un vacío de 800 millones de años hasta llegar a los 4600 millones de años, momento en que, se cree, se formó el sistema solar. En el período final de dicho hueco de 800 millones de años la Luna sufrió una intensa craterización; la Tierra debió estar sometida a un bombardeo similar. No queda rastro de ello. Probablemente se borrara por los procesos dinámicos que continuamente han creado y reelaborado la corteza continental.

La Tierra es un cuerpo en evolución, cuya distribución del calor controla los movimientos, el grosor y la ductilidad de la litosfera, así como la generación de rocas ígneas y metamórficas. La producción de calor por radiactividad en el Arcaico triplicó, en intensidad, la actual. Los gradientes de temperatura también debieron ser mayores, y ese hecho puede ayudar a explicar al menos algunas de las diferencias entre los cinturones arcaicos y los modernos. Hasta que se comprendan mejor las variables que afectan a la formación de los cinturones orogénicos, los cinturones arcaicos constituirán el mayor desafío a la comprensión de cómo comenzaron a formarse los continentes.



9. COLISION DE ARCOS INSULARES con la parte norte de la corteza continental de Australia en los últimos 40 millones de años. Ha suturado algunos de dichos arcos (*verde*) y también restos de la corteza oceánica (*gris*) contra la parte norte de Papúa Nueva Guinea. Los arcos se formaron probablemente por subducción de la placa Australiana bajo la Pacífica; así, la convergencia de las placas transportó Australia hasta el interior de la zona de subducción. La persistencia de la convergencia ha plegado y fracturado las rocas sedimentarias del margen de Australia (*púrpura*) y también su antigua corteza (*naranja*). Los tonos más oscuros indican las rocas que no han sufrido deformación. El corte es esquemático. (Dibujos de A. Tomko y T. Pink.)

El océano

La química del océano, cuyos constituyentes interactúan con los del aire y la tierra para mantener la vida e influir sobre el clima, ha sufrido importantes cambios desde la última glaciación

Wallace S. Broecker

El agua y el aire interactúan con la litosfera para proporcionar soporte químico a los seres vivos. El océano y la atmósfera constituyen un solo sistema que funciona como una planta química integral. En sus intentos por reconstruir la historia de la Tierra, los geólogos han mostrado tendencia a pensar que la composición química del océano y de la atmósfera se ha mantenido estática a través del tiempo. Y ello porque los geoquímicos han tardado en conseguir indicadores paleoquímicos fiables.

En la última década hemos asistido a importantes innovaciones en el estudio de la química marina. Disponemos ya de un conjunto de pruebas razonablemente sólidas acerca de la existencia de cambios significativos a lo largo del tiempo, al menos en lo que se refiere a aquellos constituyentes de las sales marinas que son intensamente incorporados en los organismos y procesados por éstos. Algunas de estas fluctuaciones (las que se encuentran mejor documentadas) parecen corresponderse con los principales ciclos de glaciación que han dominado el ambiente de la Tierra durante aproximadamente el último millón de años. Otras se relacionaron con cambios en la arquitectura de los continentes y de las cubetas oceánicas, causados por el movimiento de las grandes placas de la litosfera. Otras, por fin, pueden ser efectos de catástrofes geológicas, como el impacto de grandes asteroides o cometas que, según parece, marcaron el fin del período Cretácico.

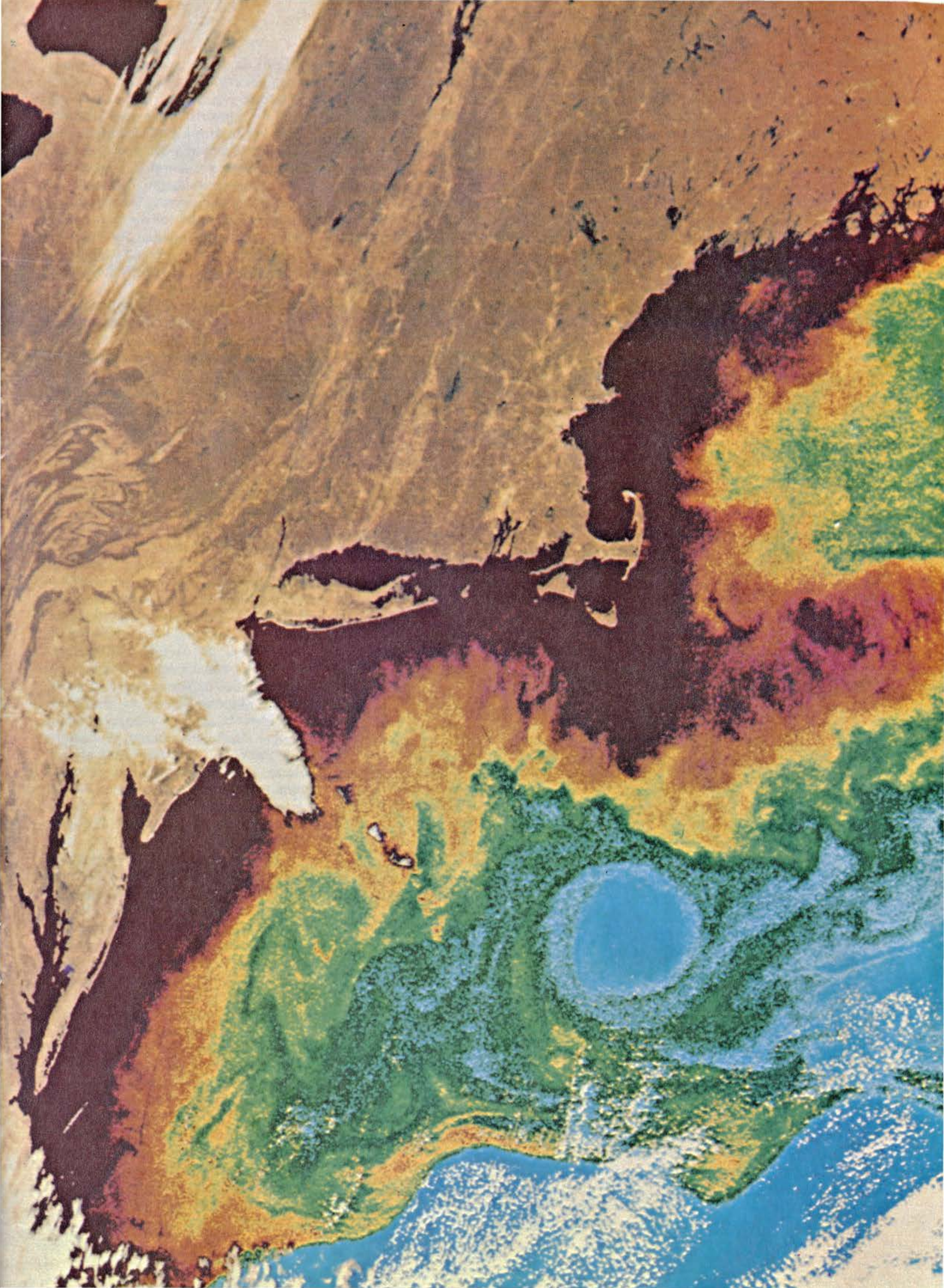
Importa estudiar las fluctuaciones de la química oceánica por lo que nos revelan acerca de las variaciones en el medio ambiente en el pasado. La química del océano ha afectado a ese medio, en primer lugar produciendo cambios en la concentración atmosférica de un constituyente: el dióxido de carbono, o anhídrido carbónico (CO_2). Gran parte de la energía solar que llega a la Tierra es radiada de nuevo por la superficie de la misma en forma de radiación infrarroja, la cual es fuertemente absorbida por el anhídrido carbónico, quedando de este modo atrapada en las capas bajas de la atmósfera en forma de calor. La presión parcial del anhídrido carbónico en la atmósfera influye, pues, sobre la temperatura y, por tanto, también sobre la lluvia, vientos y capa de hielo. Sabemos que la actividad humana, sobre todo la tala de bosques y la quema de combustibles fósiles, están produciendo un aumento del anhídrido carbónico en la atmósfera, pero sólo recientemente hemos sabido con seguridad que también hubo cambios del anhídrido carbónico en tiempos pasados.

La principal fuente inmediata de anhídrido carbónico que se añade al aire reside en los océanos, que hoy contienen en disolución, en distintas formas, 60 veces más carbono del que existe en la atmósfera en forma de anhídrido carbónico. Los intercambios que controlan la participación del carbono entre el mar y el aire dependen de cambios químicos, más sutiles, de los constituyentes de las sales marinas intensamente aprovechados por los organismos marinos. Para conocer el papel que desempeña el océano en el ciclo del carbono es necesario estudiar los mecanismos que controlan las concentraciones de tales constituyentes en el océano: las retroacciones interconectadas mediante las cuales sus concentraciones alcanzan el equilibrio dinámico. El océano ha de hacer frente a la intensa demanda de estos nutrientes críticos por parte de los organismos, manteniendo un equilibrio entre su entrada, a partir de la erosión o de la actividad volcánica, y su pérdida hacia los sedimentos.

El mejor modo de entender los mecanismos de control es imaginarnos el océano como un acuario gigante con dos depósitos. El depósito superior interactúa con el aire y la tierra. El agua se evapora de la superficie terrestre, se condensa y cae sobre el continente en forma de lluvia. La filtración del agua de lluvia disuelve y lleva al océano algunos de los constituyentes del agua marina que comentaré a continuación. Otros son suministrados por la actividad volcánica, tanto en tierra como en los fondos marinos. El depósito superior está iluminado por el Sol, cuya energía convierten las plantas (principalmente el fitoplancton microscópico) en materia orgánica; la materia vegetal mantiene una cadena alimentaria de animales y bacterias. Los detritos de esos organismos caen del depósito superior al depósito inferior oscuro, donde alimentan a otros animales y bacterias. Algunos residuos llegan hasta el suelo oceánico, donde gusanos y bacterias los descomponen. Una pequeña fracción de los residuos permanece sin consumir y queda enterrada; de este modo, el material disuelto de la tierra o inyectado en la atmósfera o el océano como gas volcánico termina depositado como sedimento.

Para simplificar, trataré aquí solamente del oxígeno disuelto, el ion cal-

1. CONCENTRACION DE CLOROFILA en aguas costeras de Estados Unidos y Canadá, representada en imagen en falso color. El agua cálida, casi carente de vida, de la Corriente del Golfo (y de un remolino circular expulsado de la misma) es azul brillante; las concentraciones de clorofila en sucesión creciente se representan en azul claro, verde, amarillo, marrón rojizo y marrón oscuro. La clorofila es elaborada por el fitoplancton, las plantas marinas microscópicas que son la base de la cadena de alimento marina. Según se explica en este artículo, esos microorganismos desempeñan un papel principal en los mecanismos de control que regulan la química del sistema océano-atmósfera. Los datos para la imagen fueron recogidos por el analizador ("scanner") en color de la zona costera situado a bordo del satélite *Nimbus 7*, que registra la energía irradiada por las aguas superficiales en bandas espectrales que son absorbidas por la clorofila con más o menos fuerza. El grupo responsable del analizador en color está dirigido por Warren A. Hovis, Jr., de la National Oceanic and Atmospheric Administration, de los Estados Unidos.



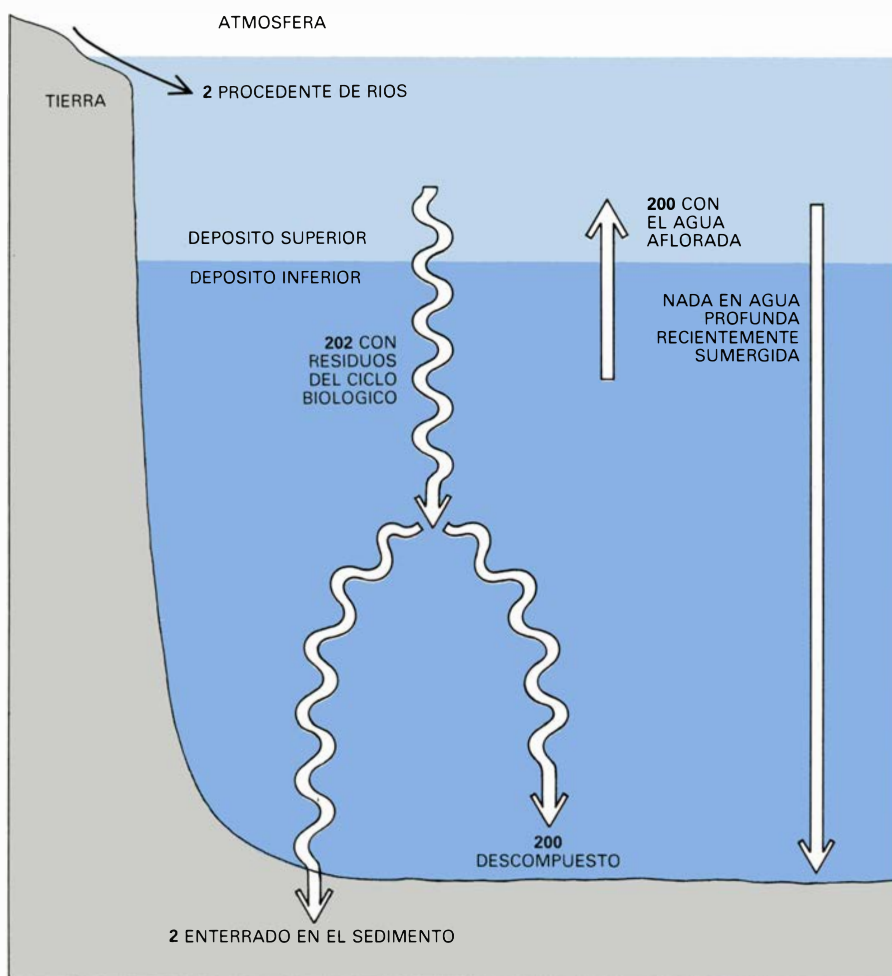
cio, el fosfato y tres compuestos de carbono: el anhídrido carbónico y los iones carbonato y bicarbonato. La elección de estos constituyentes refleja los requisitos químicos de los organismos marinos. Los animales marinos necesitan oxígeno disuelto para su respiración. Para sus funciones bioquímicas, todos los organismos precisan carbono y fósforo (junto con hidrógeno y oxígeno que, desde luego, superabundan en el agua). Algunos organismos se alojan en cámaras hechas de calcita (carbonato cálcico).

El calcio entra en el acuario en forma de ion calcio con doble carga positiva (Ca^{++}), disuelto en el agua de los ríos, y se pierde en los sedimentos como carbonato cálcico ($CaCO_3$). El carbono entra por erosión de los minerales carbonatados (como el ion carbonato, con dos cargas negativas, $CO^{=}_3$) y a partir del vulcanismo (como anhídrido carbónico gaseoso); se perderá en forma de carbonato cálcico y de materia orgánica en residuos de tejidos blandos. El fósforo se suministra como fosfato (PO_4) por erosión de los minerales fosfatados y se pierde en los sedimentos incorporados en los residuos de tejidos blandos. El oxígeno disuelto (O_2) es generado por las plantas y consumido por los animales. En este mundo simplificado del acuario hacen falta cuatro "bucles" de control para equilibrar las pérdidas y ganancias de los ingredientes. Un quinto bucle es necesario para mantener la neutralidad de cargas eléctricas, equilibrando los iones positivos y negativos.

No voy a tratar del nitrógeno, aunque es un nutriente limitante clave para los organismos. Mis dos justificaciones para esta omisión simplificadora son: la superabundancia del nitrógeno gaseoso disuelto y la observación de que la relación de nitrato (NO_3) a fosfato en el agua del mar es aproximadamente la misma en todas partes. Por lo que se sabe, los organismos capaces de convertir nitrógeno gaseoso en nitrato (la forma más fácilmente utilizada por la mayoría de las plantas) actúan de modo que mantienen en el mar un cociente nitrato/fosfato que satisface la demanda bioquímica. Al no existir otro mecanismo del mismo tipo por el que los seres vivos puedan aumentar su obtención de fósforo, es este último el que se convierte, en última instancia, en nutriente limitante.

También hay que considerar el "tiempo de residencia" de cada uno de los ingredientes en el océano, es decir, la relación entre su cantidad total y su velocidad de aporte (o de pérdida). En los océanos el tiempo de residencia, calculado de este modo, para los átomos de fósforo es de unos 100.000 años, para los de carbono de unos 165.000 años y para el calcio de aproximadamente un millón de años. La notable diferencia entre el tiempo de residencia del fósforo y del carbono, de una parte, y del calcio, de otra, permite nuevas simplificaciones, si consideramos los cambios químicos asociados con las glaciaciones. Cada período glacial tuvo una duración media de unos 50.000 años. En tan breve intervalo de tiempo, el contenido de calcio en el agua marina no cambia significativamente. No es fácil calcular el tiempo de residencia del oxígeno; ahora bien, su copiosa abundancia en la atmósfera torna improbable que su concentración se altere significativamente, ni siquiera en un millón de años. Por tanto, al considerar los cambios químicos desde la última glaciación, sólo necesitamos preocuparnos del carbono y el fósforo (y, obviamente, del equilibrio de cargas eléctricas).

Por último, hemos de tener en cuenta el mecanismo de transporte del agua entre los dos depósitos del océano. Se encuentran separados uno del otro por la termoclina principal: la región fronteriza que divide las aguas frías (mantenidas por la caída de agua densa de la superficie de las regiones polares) de las aguas cálidas superficiales (mantenidas por la radiación calorífica del Sol). La fuerte diferencia de densidades entre ambos dominios limita su posibilidad de mezcla; y así, el tiempo medio que pasa una molécula de agua en el compartimento de agua fría entre dos incursiones consecutivas en el agua cálida superficial ronda los 1000 años. Por consiguiente, un típico átomo de fósforo hace aproximadamente 100 viajes arriba y abajo de la termoclina en el transcurso de sus 100.000 años en el



2. MODELO DEL OCEANO CON DOS DEPOSITOS. Consta de un compartimento superficial de agua cálida y de una masa de agua, mucho mayor, más fría y densa. El movimiento a través del océano de sustancias químicas que son críticas para la vida marina se representa en la ilustración por un ciclo ideal del fósforo. Procedente de la erosión de los continentes llega al mar con los cursos fluviales. Termina por eliminarse cuando queda enterrado en el sedimento formando parte de residuos orgánicos no descompuestos. Las pérdidas igualan a las ganancias (representadas aquí en decenas de miles de millones de moles por año). Casi todo el fósforo que alcanza la superficie templada del océano es extraído por las plantas marinas y llevado al mar profundo al caer los residuos, la mayoría de los cuales se descomponen, liberando fósforo disuelto; el fósforo regenerado retorna a la superficie con el agua que aflora.

océano. Un átomo de carbono hace 165 de estos viajes a lo largo de su tiempo de residencia y mil realiza un átomo de calcio.

Aunque el carbono y el fósforo se mueven con el agua que aflora desde las zonas profundas del mar hasta las capas superficiales, cuando retornan a las profundidades tienen una opción diferente: pueden caer enlazados químicamente en un fragmento de materia orgánica. Casi todo el fósforo que se mueve hacia arriba, cruzando la termoclina en el agua aflorada, vuelve a caer al compartimento de agua fría integrado en partículas orgánicas, mientras que sólo una octava parte, aproximadamente, del carbono aflorado sigue el camino del cortocircuito de las partículas; el resto vuelve disuelto en el agua que se desplaza hacia abajo. La razón de esta discrepancia reside en que el cociente carbono/fósforo en las sales marinas es unas ocho veces mayor que el correspondiente a los residuos orgánicos, de modo que, al consumir totalmente el fósforo disponible, la comunidad de organismos vivos en las capas superiores del océano utiliza solamente hasta un 12,5 por ciento del carbono disuelto. Al extraer el carbono para formar sus tejidos, las plantas marinas reducen la presión parcial de anhídrido carbónico en el agua que las rodea y, por tanto, también en la atmósfera. El efecto es tan importante que, si la vida en los océanos terminase de repente, la presión del anhídrido carbónico aumentaría significativamente en el agua superficial y se triplicaría en la atmósfera.

Podemos seguir la historia de un átomo medio de fósforo en el océano, desde que abandona la desembocadura del río para entrar en la superficie del mar. No tardará en aprovecharlo una planta. Después de circular varias veces entre las poblaciones de plantas, animales y bacterias de las aguas superficiales, quedará atrapado en un residuo (un gránulo fecal, por ejemplo) que caerá a las profundidades del mar. De cada cien átomos de fósforo atrapados en los residuos que caen, noventa y nueve son liberados de nuevo en forma soluble y uno queda apartado del mar para engrosar el almacén permanente sedimentario. Los átomos redisueltos encuentran finalmente su camino de vuelta a la superficie y repiten el ciclo. Así pues, el átomo medio de fósforo se disuelve en las aguas profundas en cien ciclos distintos de mil años cada uno, separados por breves intervalos de unos pocos meses, durante los cuales sirve a las necesidades bioquímicas de los organismos en la parte cálida superficial del océano.

	ENTRADA AL OCEANO		SALES MARINAS	RESIDUOS DE ORGANISMOS MARINOS	PERDIDA A LOS SEDIMENTOS	TIEMPO DE RESIDENCIA (MILES DE AÑOS)
FOSFORO	(EROSION)	1	1	1	(MATERIA ORGANICA) 1	100
CARBONO	(ANHIDRIDO CARBONICO, VULCANISMO)	100	1000	125	(MATERIA ORGANICA) 100	165
	(ION CARBONATO, EROSION)	500			(CARBONATO CALCICO) 500	
CALCIO	(EROSION)	500	5000	25	(CARBONATO CALCICO) 500	1000

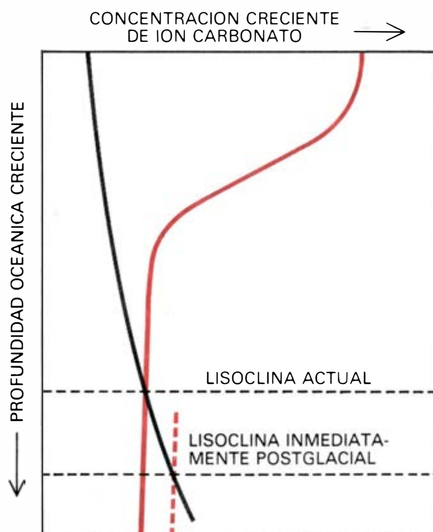
3. RELACIONES ENTRE LOS ATOMOS DE CARBONO Y CALCIO y los de fósforo. Se da los valores para las entradas al mar, promedio en sales marinas, organismos y sedimentos marinos, junto con el tiempo medio de residencia de cada elemento en el océano antes de ser enterrado en el sedimento. Se distingue entre el carbono añadido por vulcanismo y el añadido por erosión del carbonato cálcico ($CaCO_3$), entre carbono enterrado en sedimentos formando materia orgánica o como carbonato cálcico.

La adecuada relación entre la eliminación de fósforo (con residuos no destruidos) y su entrada al mar (en agua de río) se mantiene mediante ajustes en el contenido en fósforo del océano. Cuanto más alto es el contenido en fósforo, más átomos alcanzan la superficie con el agua aflorada, más residuos caen del agua superficial y más residuos quedan secuestrados en el sedimento que se acumula. Si hubiera alguna perturbación que hiciese las pérdidas de fósforo mayores que las ganancias, el contenido de fósforo en el mar comenzaría a disminuir, con los correspondientes decrecimientos de las tasas de producción y enterramiento de residuos. El desequilibrio entre entradas y salidas se reduciría gradualmente hasta desaparecer. La escala de tiempo para el ajuste sería de la misma magnitud que el tiempo de residencia en el océano de un átomo de fósforo, es decir, unos 100.000 años.

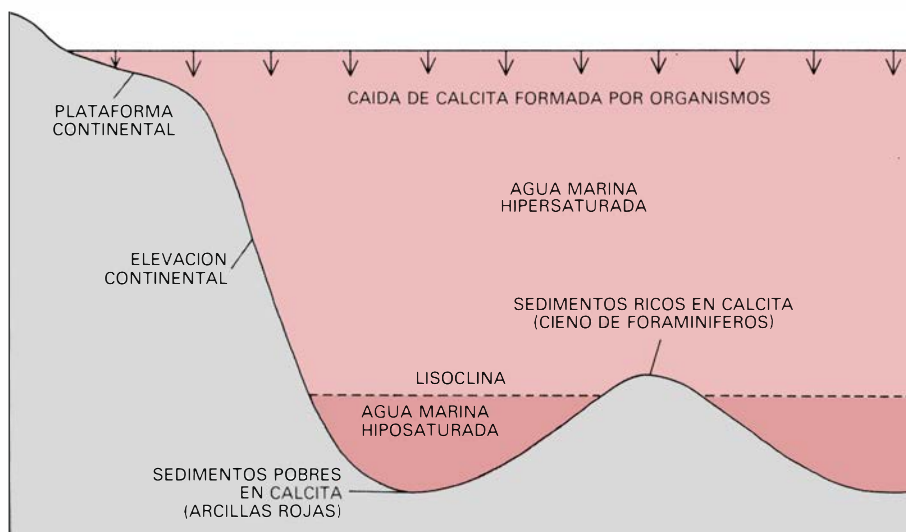
¿Cómo se perturba el sistema? Supongamos que un cambio climático duplicase la tasa de intercambio de agua entre la superficie y la zona profunda. La tasa de liberación de fósforo a la superficie se doblaría y, asimismo, la producción y sedimentación de los residuos. Si la situación persistiese, el contenido del océano en fosfato disminuiría hasta alcanzar la mitad del valor inicial y se restablecería el equilibrio entre entradas y salidas. Por otra parte, si la

	AGUA CALIDA SUPERFICIAL	AGUA PROFUNDA (PROMEDIO)
FOSFATO	0	2,2
CARBONO DISUELTO TOTAL	2000	2275
ION BICARBONATO	1764	2140
ION CARBONATO	223	90
ANHIDRIDO CARBONICO GASEOSO	13	45
ION CALCIO	10.000	10.055
CADMIO	0	0,7
CARBONO 13 / CARBONO 12 (COMPARACION CON EL COCIENTE TIPO)	1,0024	1,0002

4. COMPOSICION del agua cálida superficial y su comparación con la media de la composición del agua profunda. Se da la concentración de los seis primeros constituyentes en millonésimas de mol por litro, y la de cadmio en mil-millonésimas. La relación entre carbono 13 y carbono 12 se parangona con la relación tipo, existente en el carbonato cálcico del National Bureau of Standards. Las diferencias observadas entre los valores de las aguas superficial y profunda, para sustancias químicas y composición isotópica del carbono se deben a que los organismos toman los constituyentes del agua superficial; sus residuos blandos y las conchas de calcita ($CaCO_3$) caen al fondo, donde la descomposición y la disolución devuelven los constituyentes al estado disuelto. Se mantiene el equilibrio de cargas eléctricas: la suma de las cargas aportadas por los iones calcio positivos y los iones negativos carbonato y bicarbonato es constante.



5. CONTENIDO EN CARBONATO del agua marina. Disminuye con la profundidad (*color*); justamente lo contrario que ocurre con el contenido de saturación (*curva gris*). El nivel donde las dos curvas se cruzan es la lisoclina. El agua está hipersaturada de calcita por encima de la lisoclina, e hiposaturada por debajo de la misma. Existen pruebas de que después del último período glacial la lisoclina era más profunda de lo que había sido anteriormente y de lo que lo es ahora. El contenido en carbonato del agua profunda debe haber sido mayor.

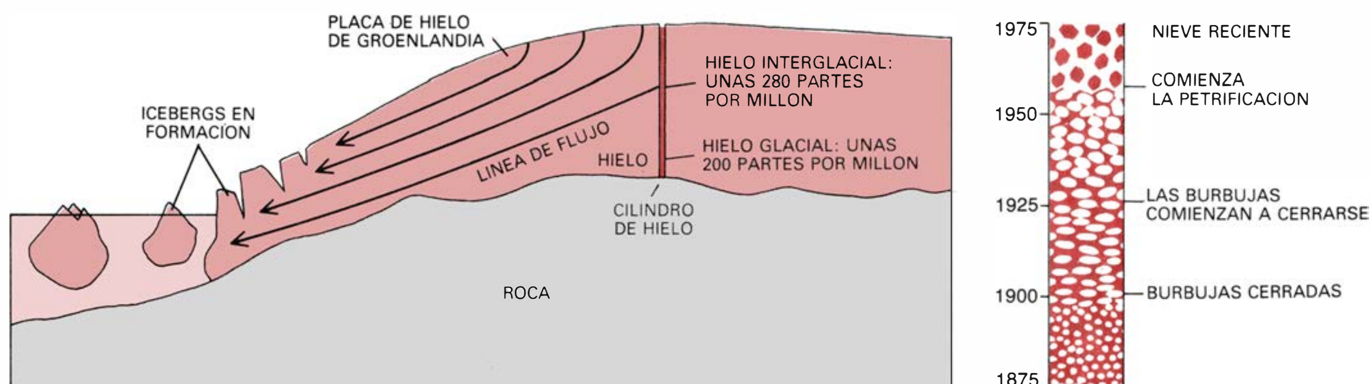


6. SE LLAMA LISOCLINA a la línea teórica que separa los sedimentos marinos en dos amplias categorías. Los sedimentos situados por debajo de la lisoclina, donde el agua está hiposaturada de calcita, han cedido su calcita al agua, por disolución, y están dominados por arcillas procedentes de la erosión de los continentes: las arcillas rojas. Los sedimentos que restan por encima de la lisoclina, rodeados de agua sobresaturada de calcita, están dominados por los caparazones de calcita sin disolver, que fueron formados por el plancton. Estos sedimentos suelen presentarse abigarrados de caparazones de foraminíferos, por cuya razón se les llama cieno de foraminíferos. La lisoclina oscila en respuesta a los cambios en la composición química de las sales marinas, siempre buscando un nivel que permita el equilibrio entre pérdidas y ganancias de carbono por el agua marina. En el océano actual los organismos producen calcita a una velocidad que hace la extracción de carbono más rápida que su aporte por erosión y vulcanismo. La química marina se ha ajustado: la superproducción de calcita compensa la disolución de la misma.

entrada del río bajase a la mitad, la cantidad de fósforo en el océano acabaría por reducirse a la mitad. Y si hubiese una reducción de un 1 por ciento (de 99 a 98 por ciento) en la eficiencia con que se destruyen los residuos que caen al fondo del mar, liberando fósforo disuelto, la cantidad de fósforo bajaría también a la mitad.

En nuestro océano idealizado, el fósforo es el factor limitante para la vida. Una vez que queda fijada su concentración, lo está también la velocidad a la cual se generan los residuos que caen desde la superficie del mar. Ahora bien, este razonamiento no encierra toda la verdad del proceso; hay factores ecológicos que pueden alterar el cociente carbono/fosfato en los residuos de tejidos blandos, o el cociente entre la calcita que sedimenta y los mismos residuos. Dejando aparte estos factores, podemos suponer que, una vez queda fijada la velocidad a la que cae el fósforo desde la superficie, queda fijada asimismo la velocidad total a la que cae el carbono (tanto en tejidos blandos como en carbonato cálcico). Actualmente, sólo una sexta parte del carbono liberado al océano por erosión y vulcanismo se pierde en forma de residuos de tejidos blandos. Los cinco sextos restantes abandonan el mar en forma de carbonato cálcico. ¿Cómo se regula el flujo de éste?

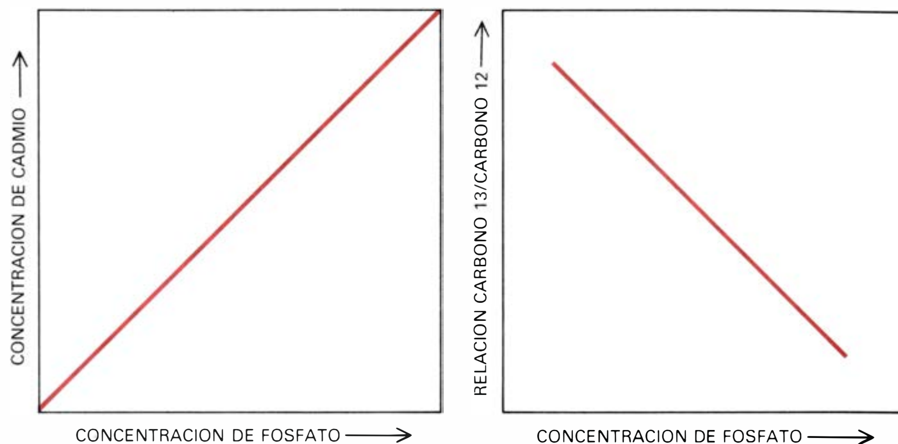
Mientras que en el caso del fósforo el balance entre pérdidas y ganancias se consigue regulando la tasa de producción de los residuos que contienen fósforo, el balance del carbono está controlado por la disolución de los residuos de carbonato. Para comprender este esquema del control por disolución es necesario tener claro cómo varían la distribución del ion carbonato y su nivel de saturación con la profundidad. El contenido en carbonato disminuye con la profundidad porque el anhídrido carbónico es extraído de la superficie a través de la fotosíntesis (que aumenta la concentración del ion carbonato). Por otra parte, el nivel de saturación del carbonato aumenta con la profundidad



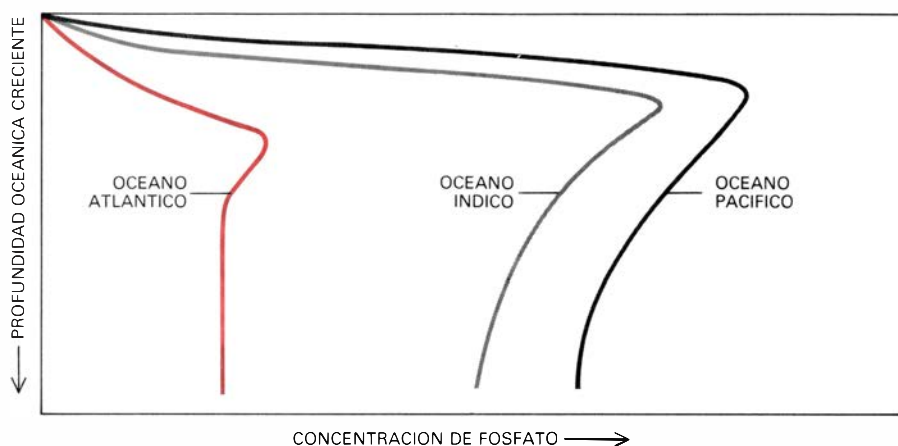
7. LOS CILINDROS DE HIELO proporcionan pruebas de un aumento del 40 por ciento en el anhídrido carbónico atmosférico al final del último episodio glacial. Un profundo orificio taladrado en la placa de hielo de Groenlandia penetró en el hielo que se había acumulado durante 80.000 años (*izquierda*). El cilindro extraído contiene burbujas de aire que quedaron atrapadas al petrificarse la nieve para convertirse en hielo sólido; estas burbujas se cierran, confinando así el aire atrapado, unos 50 a 75 años después de la nevada (*derecha*). En el laboratorio de Hans Oeschger, de la Universidad de Berna, se corta cubos de un centímetro de los cilindros y se los tritura al vacío. Se mide la presión total del aire liberado y se determina el contenido en anhídrido carbónico con un dispositivo de láser. Así se descubrió que el aire atrapado en el hielo hace unos 18.000 años, durante la época glacial, tenía unas 200 partes por millón de CO_2; el aire atrapado en el pasado reciente, unas 280 partes por millón. (El nivel de CO_2 ha aumentado actualmente a 340 partes por millón.)

porque la solubilidad de la calcita sube con la presión. Por encima de la lisoclina, la profundidad a la que ambas curvas se cruzan, el agua está hipersaturada de calcita; por debajo, está hiposaturada. En virtud de ello, la mayor parte de la calcita que cae sobre las lomas y mesetas suprayacentes a la lisoclina se preserva como tal; su carbonato queda enterrado y fuera de la circulación. Por debajo de la lisoclina, la mayor parte de la calcita se disuelve y su carbonato vuelve a ponerse en circulación.

Como la superficie del agua está sobresaturada de carbonato cálcico, los organismos pueden fabricar toda la calcita que necesitan. En nuestros océanos, los organismos toman anualmente, para formar calcita, varias veces el carbono que es suministrado por erosión y vulcanismo. La superproducción de calcita queda compensada por cambios en la química del océano que mantienen el balance entre acumulación de carbonato cálcico y el suministro de carbono. La lisoclina se mueve arriba y abajo en respuesta a los cambios en la concentración de ion carbonato, colocándose en el nivel en el cual la cantidad de calcita que se disuelve iguala a la superproducción de calcita por los organismos. Por dar un ejemplo, si la velocidad de depósito de la calcita se volviera temporalmente más alta que la de aporte de carbono destinado a ser incorporado a la misma, el contenido del océano en carbonato comenzaría a disminuir. Esto llevaría a una subida de la lisoclina y a un consiguiente aumento del área de fondo marino sobre el cual la calcita se disuelve y no queda enterrada. El desequilibrio entre pérdida y ganancia se iría restaurando gradualmente.



8. CONTENIDO DE FOSFATO en el océano, reflejado en dos trazadores de los caparazones de los foraminíferos fósiles: el contenido de cadmio y la relación entre los dos isótopos estables del carbono. El cadmio constituye un buen trazador porque su concentración varía directamente con la del fosfato en el agua marina (*izquierda*); la relación del carbono 13, más raro, al carbono 12, mucho más abundante, en el carbono total disuelto en el océano sirve de trazador porque varía inversamente con la concentración de fosfato en el agua marina (*derecha*). Los análisis de foraminíferos de distintos períodos indican que hubo una disminución en el contenido total de fosfato en el océano al final de la última glaciación.



9. DISTRIBUCION DE FOSFATO en el océano y su variación con la profundidad. Esencialmente todo el fosfato del agua superficial es extraído por los vegetales marinos y cae a las profundidades en los residuos de tejidos blandos. Parte sustancial del mismo se libera en forma soluble cuando los residuos son descompuestos por animales y bacterias, un proceso que ocurre, principalmente, a profundidades intermedias. Superpuesto a esta variación vertical existe un aumento de la concentración de fosfato en el agua profunda del Atlántico al Pacífico. Este aumento obedece al flujo de agua profunda recién sumergida, gran parte de la cual se origina en el Atlántico Norte y tiende a eliminar del Atlántico los productos de la descomposición. El gradiente horizontal complica los intentos de reconstruir la composición química del océano glacial: los episodios climáticos pudieron alterar el curso de las corrientes profundas y la química.

Los sistemas de control que acabo de describir nos permiten calcular las concentraciones de fosfato y carbonato en el océano para cualquier conjunto de condiciones ambientales. A la hora de cuantificar el contenido en bicarbonato (HCO_3^-) hemos de volver a la cuestión del balance de cargas. Descontando una serie de iones menores, podemos decir que la concentración total de los cinco iones con carga positiva (sodio, potasio, magnesio, calcio e hidrógeno) deben igualar la que presenten los cinco iones de carga negativa (cloruro, sulfato, bicarbonato, carbonato e hidroxilo). Las concentraciones de los iones hidrógeno e hidroxilo son lo bastante pequeñas para despreciarlas. A lo largo de la escala temporal de las glaciaciones, las concentraciones de todas las especies químicas, excepto el carbonato y bicarbonato, han permanecido constantes. Se ha establecido la concentración del ion carbonato. Sólo falta el ion bicarbonato. Su concentración se ajusta a un valor correspondiente a la neutralidad eléctrica, es decir, es igual a la suma de las concentraciones de los iones positivos y negativos enumerados más arriba.

A la profundidad de la lisoclina, el contenido en ion carbonato está a su nivel de saturación, y el contenido en bicarbonato queda fijado por los requisitos del equilibrio de cargas. Una vez establecida la composición y la profundidad de la lisoclina, se puede calcular la del agua superficial eliminando el fosfato y el anhídrido carbónico asociado al mismo (en los tejidos blandos) y el carbonato (en la calcita) de la composición de la lisoclina. Después, al fijar la concentración de carbonato y bicarbonato en el agua superficial, se determina también su contenido en anhídrido carbónico: puesto que el bicarbonato se forma a partir del anhídrido carbónico, carbonato y agua (y se disocia en los mismos), la concentración en las aguas superficiales de anhídrido carbónico es igual a la razón del cuadrado de la concentración de ion bicarbonato a la concentración de ion carbonato (multiplicado por una constante que varía con la temperatura y la salinidad).

No he mencionado aún el sistema de control para el oxígeno disuelto (O_2). El contenido de oxígeno disuelto en el agua superficial viene determinado por la solubilidad del oxígeno gaseoso. El contenido en aguas profundas nos lo da

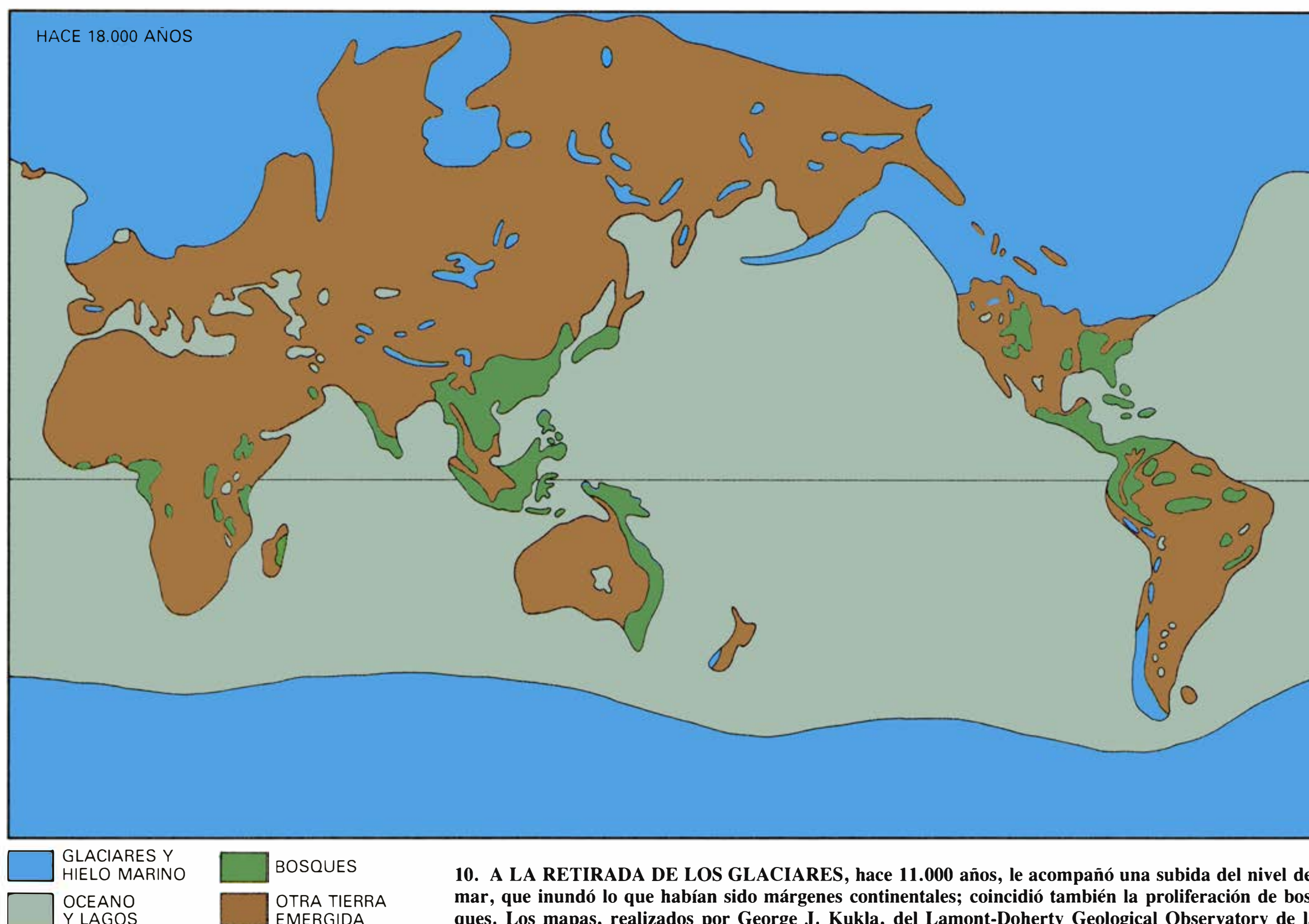
la concentración de fosfato en las mismas. Cuando el agua de la zona profunda alcanza la superficie, sus átomos de fósforo se convierten en residuos orgánicos (y finalmente se pierden en dicha forma). Los residuos son, en gran parte, consumidos por organismos de las profundidades que crean allí una demanda de oxígeno disuelto. En general, la mitad del oxígeno que alcanza el mar profundo con el agua recientemente sumergida es consumido por animales y bacterias. El suministro depende de la relación entre la cantidad de oxígeno del aire (y, de aquí, de la cantidad disuelta en aguas profundas superficiales) y la cantidad de fósforo disuelto en el mar. Puesto que dentro de la escala temporal de las glaciaciones el contenido de oxígeno en la atmósfera no ha podido cambiar significativamente, la concentración de oxígeno disuelto en el agua profunda varía inversamente con la concentración de fósforo disuelto.

La dependencia de la concentración de oxígeno respecto de la de fosfato refuerza el mecanismo de retroalimentación que tiende a equilibrar las pérdidas y las ganancias de fosfato. Al comentar dicho mecanismo de control, propuse la hipótesis de que la fracción de residuos que caen el mar profundo y permanecen sin disolver es constante, aun cuando varíe el contenido de fosfato en el agua. De hecho, la probabilidad de disolución está influida por el grado de oxigenación del agua profunda. Puesto que la vida animal necesita oxígeno, la eficiencia de la comunidad detritívora decae al decrecer la concentración de oxígeno en el agua. Allí donde no hay oxígeno no hay actividad animal, y los residuos son consumidos solamente por la comunidad de bacterias anaerobias, menos eficientes. (En cuencas aisladas, donde no hay oxígeno disuelto en absoluto, se observa que la fracción de residuos orgánicos preservados en los sedimentos aumenta sustancialmente.) En situaciones en las que el fósforo abandona el océano a mayor velocidad de la que llega por erosión, el contenido en fósforo decrece y aumenta el oxígeno disuelto en el agua profunda. La disminución de fósforo reduce la tasa de formación de residuos orgánicos; el aumento de oxígeno reduce la fracción de aquellos residuos que escapan a la oxidación y quedan enterrados. Ambos mecanismos de retroalimentación trabajan al unísono para reducir la pérdida de fósforo hacia los sedimentos, forzando, con ello, al sistema hacia el equilibrio.

Conociendo algo sobre los organismos que controlan la química del océano, podemos evaluar las pruebas de los cambios ocurridos en el pasado y quizá predecir los futuros. ¿Qué prueba sólida existe de que la química del océano ha variado a lo largo del tiempo? La más espectacular y convincente fuente de información procede de los cilindros de hielo extraídos mediante perforaciones profundas de las placas de hielo de Groenlandia y de la Antártida. Las perforaciones han alcanzado hasta zonas que se formaron hace 80.000 años. Rompiendo muestras de ese hielo bajo vacío es posible liberar aire fósil que fue atrapado en forma de pequeñas burbujas al consolidarse la nieve que iba cayendo para formar hielo sólido.

Se ha medido el contenido en anhídrido carbónico en el aire liberado de este modo, en muestras cuya antigüedad se remonta a 40.000 años, por investigadores de las universidades de Berna y Grenoble. Ambos grupos obtuvieron el mismo sorprendente resultado: el aire contenido en el hielo formado en el momento culminante de la última glaciación, hace unos 18.000 años, tiene solamente un 70 por ciento del anhídrido carbónico presente en el hielo formado durante el actual período interglacial.

Un aumento de tal magnitud en el



10. A LA RETIRADA DE LOS GLACIARES, hace 11.000 años, le acompañó una subida del nivel del mar, que inundó lo que habían sido márgenes continentales; coincidió también la proliferación de bosques. Los mapas, realizados por George J. Kukla, del Lamont-Doherty Geological Observatory de la

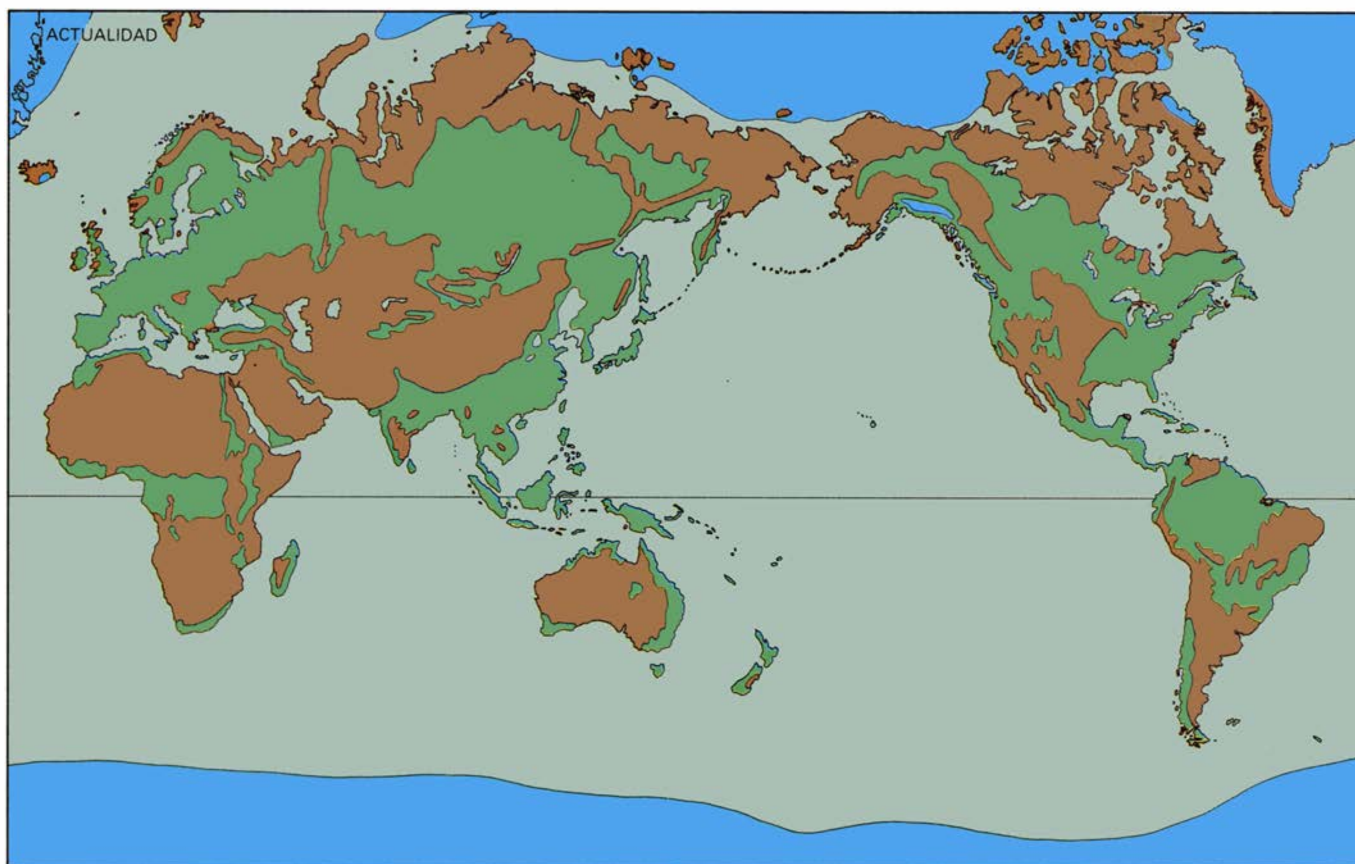
anhídrido carbónico atmosférico podría estar causado por un aumento de unos 12 grados Celsius en la temperatura del agua marina superficial. Sin embargo, por pruebas fiables y distintas conocemos que la temperatura de la época postglacial sólo subió unos dos grados; el pequeño incremento del anhídrido carbónico atmosférico generado por ese aumento de temperatura debió ser ampliamente contrarrestado por el efecto de una general disminución de la salinidad del mar producida por la fusión de los glaciares. Por tanto, la explicación fundada en la temperatura puede desecharse. El notable aumento en el anhídrido carbónico atmosférico que se registró al final de la glaciación tiene que buscar su explicación en cambios oceanoquímicos.

Otra indicación de que ocurrió un cambio químico a escala de tiempo glacial es la existencia de un curioso aumento de la profundidad de la lisoclina, de gran extensión y bastante breve. La prueba nos la ofrecen los datos que muestran la profundidad donde las conchas de algunos animales marinos, que se habrían disuelto si hubieran estado debajo de la lisoclina, se encuentran, sin embargo, preservadas en los sedimentos. Significa esto que la concentración del carbonato en el mar profundo aumentó un 10 o 20 por ciento al final de la época glacial, hace unos 11.000 años, alcanzando un máximo al comienzo del período postglacial y disminuyendo de nuevo a un valor similar al de la época glacial hace quizás unos 5000 años. Si esto es cierto, la economía del carbonato cálcico debe haberse visto seriamente perturbada por acontecimientos relacionados con la finalización de las glaciaciones.

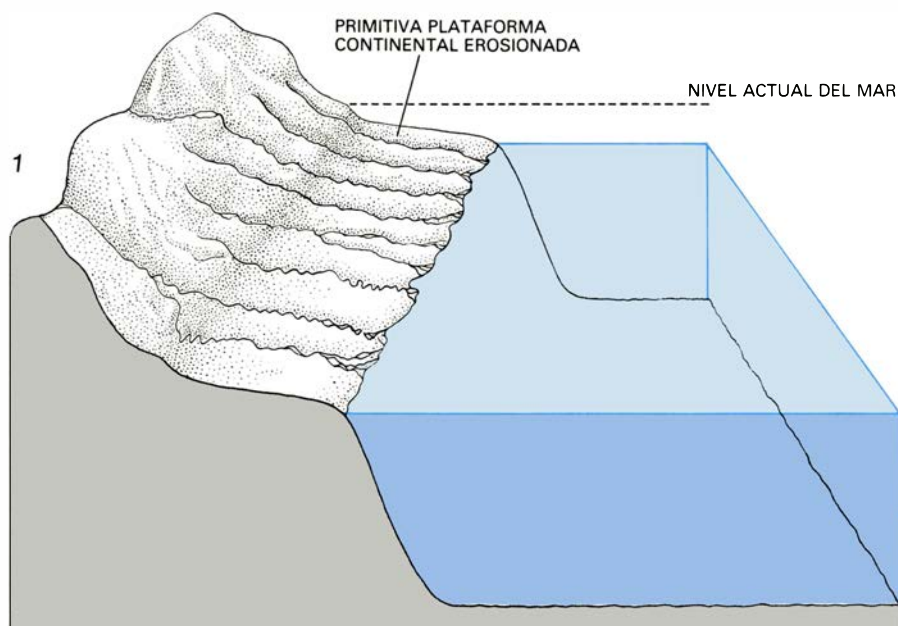
Hay, por último, otros dos tipos de pruebas, que pueden interpretarse como indicadoras de una disminución sustancial en el contenido de fosfato en el océano al final del último período glacial. Las dos proceden del análisis de los caparazones de los foraminíferos, animales marinos unicelulares. Uno de los hallazgos es la disminución del contenido del elemento cadmio en los caparazones de los foraminíferos que viven sobre el fondo. El otro está relacionado con el cociente de los isótopos estables del carbono, el carbono 13 y el 12, en los caparazones de los foraminíferos.

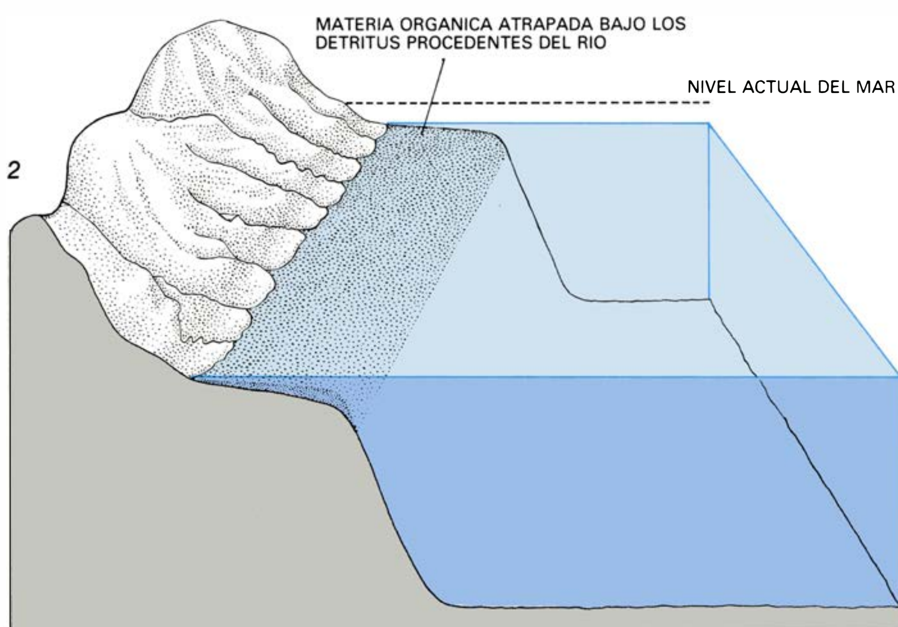
Tanto el cadmio como el cociente de los isótopos del carbono sirven de marcadores del contenido de fosfato en el mar. Las concentraciones de cadmio y fosfato disueltos en el mar se encuentran estrechamente relacionadas: ambas se aproximan a cero en el agua cálida superficial, lo que revela que las plantas los extraen eficientemente y los organismos deben liberarlos de modo similar en las profundidades. Del mismo modo, el cociente de carbono 13 a carbono 12, disueltos, se correlaciona inversamente con la concentración de fosfato: cuanto mayor sea la concentración de fosfato, menor es el cociente. La razón está clara. Las plantas, en la fotosíntesis, toman el isótopo ligero, más abundante, el carbono 12, con leve preferencia sobre el carbono 13, mucho menos abundante. Por tanto, el carbono disuelto en las aguas superficiales (donde no hay apenas fosfato) se enriquece ligeramente en el isótopo más pesado: su cociente carbono 13 / carbono 12 es mayor que la media para el resto del océano. Por otra parte, los residuos orgánicos que caen en las profundidades marinas acaban oxidados, liberando un exceso de carbono 12 al agua que los rodea y haciendo bajar el contenido $^{13}C/^{12}C$ del carbono disuelto en el agua profunda, donde el contenido en fosfato es elevado.

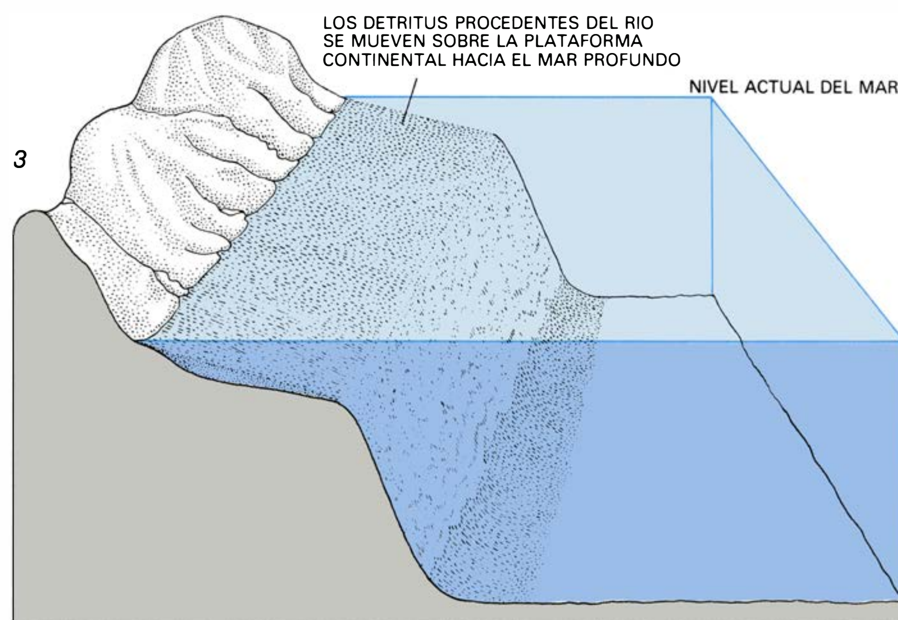
Edward A. Boyle, del Instituto de Tecnología de Massachusetts, demostró que el contenido en cadmio de los foraminíferos en los sedimentos recien-



Universidad de Columbia, muestran el contraste de condiciones entre el momento culminante de la era glacial (*izquierda*) y el momento actual (*derecha*). (El mapa actual muestra la forestación "potencial" en ausencia de interferencia humana.) Una hipótesis para explicar los cambios químicos al final de la era glacial se basa en el enterramiento de materia orgánica en plataformas continentales recién sumergidas; otra, en la proliferación de bosques.







tes variaba linealmente con el contenido en cadmio del agua en la que éstos crecieron; por tanto, el contenido en este elemento de los caparazones de foraminíferos bentónicos encontrados en las muestras de sedimento debía reflejar los cambios de su concentración en el agua del fondo con el tiempo. En sedimentos tomados de varias profundidades del Atlántico Norte, Boyle ha descubierto una disminución a la mitad en el cadmio de los foraminíferos al final de la época glacial. Ello significa que la concentración de fosfato disminuyó entonces de modo significativo. No sabemos todavía en qué proporción influyeron en esta disminución los cambios en la química de todo el océano o en qué medida se debió a los cambios en los patrones de circulación del agua profunda; las medidas que se hagan en sedimentos de otras regiones servirán para aclarar esta cuestión. Sin embargo, en la etapa incipiente en que nos encontramos, los descubrimientos de Boyle nos proporcionan, al menos, una indicación cualitativa de que hubo más fósforo en las profundidades marinas durante la época glacial que cuando ésta terminó.

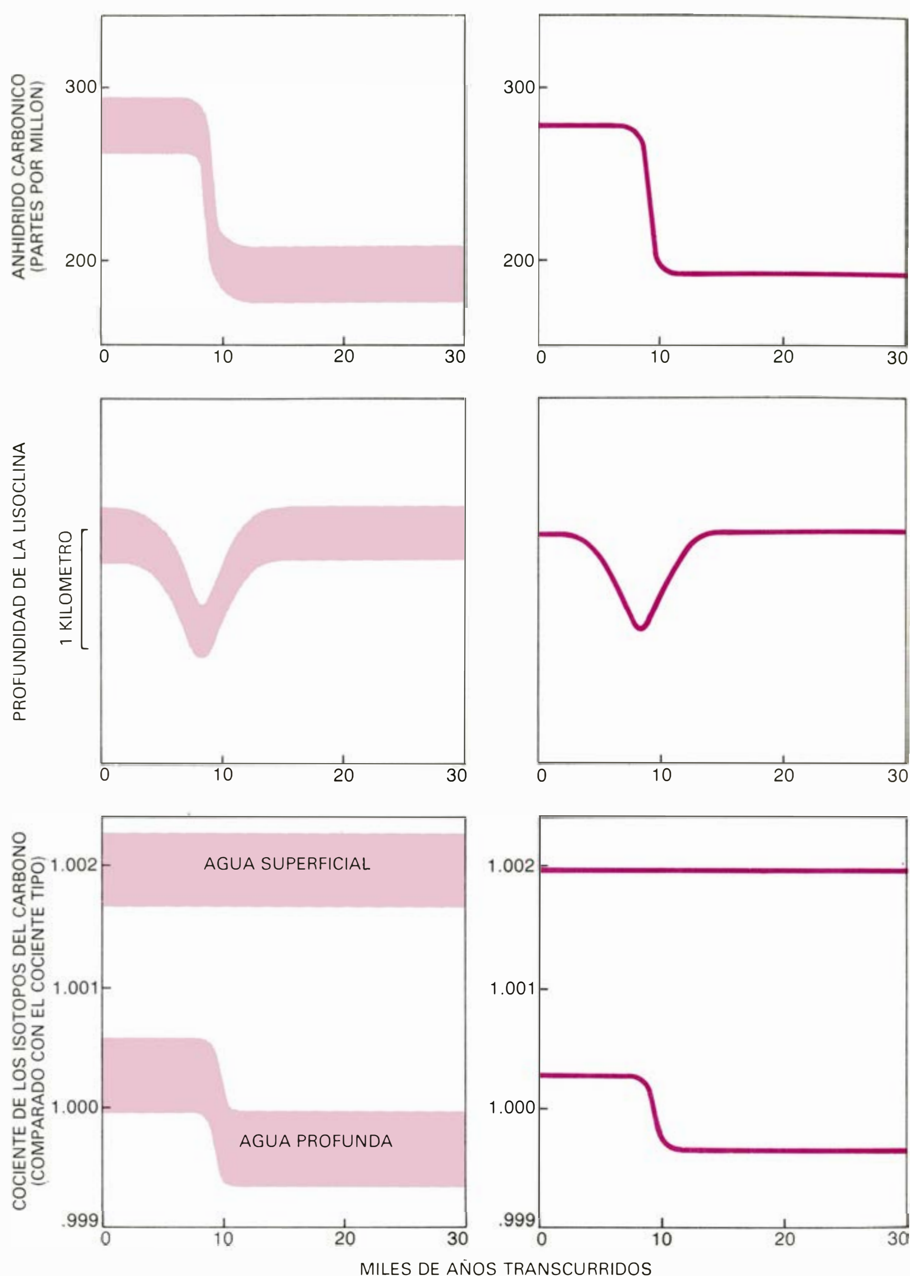
El examen de muestras de sedimento por parte de Nicholas J. Shackleton, de la Universidad de Cambridge, ha demostrado que hubo un brusco aumento del cociente carbono 13 / carbono 12 en los caparazones de los foraminíferos del fondo al final de la época glacial. Este cambio no se observa en los caparazones de los foraminíferos que viven en la zona superficial. Como el volumen del depósito de agua profunda es mucho mayor que el superficial, el cociente medio entre carbono 13/carbono 12 en el océano en su conjunto (y en la atmósfera) debe haber aumentado al final de las glaciaciones. La única explicación razonable parece ser la pérdida neta de anhídrido

11. HIPOTESIS DEL DEPOSITO sobre la plataforma, resumida en esta secuencia de acontecimientos responsables de los cambios en la química marina y atmosférica. En plena era glacial (*1*), el nivel del mar estaba unos 150 metros por debajo del actual. Lo que había sido (y es ahora) la plataforma continental quedó expuesta y sufrió erosión. Durante la transición a la era interglacial (*2*) el mar subió, inundando la plataforma esculpida y los estuarios de los ríos. La materia orgánica de las aguas costeras quedó atrapada cuando los detritos llevados por los ríos reconstruyeron el margen erosionado; el enterramiento de materia orgánica redujo el contenido en carbono y fósforo de las sales marinas. Tras estabilizarse el nivel del mar, hace unos 6000 años (*3*), los márgenes continentales alcanzaron una forma estacionaria, permitiendo que los detritos de los ríos fuesen llevados sobre la plataforma hasta aguas más profundas; de este modo terminó la rápida pérdida del carbono y el fósforo.

carbónico del sistema océano-atmósfera a la materia orgánica, que habría utilizado preferentemente carbono 12; el carbono que quedase en la atmósfera y disuelto en el océano se enriquecería ligeramente en el isótopo 13. La formación de carbono orgánico se habría producido en los bosques que proliferaron con la retirada de los glaciares. Después comentaré esta posibilidad.

La otra alternativa es que el carbono orgánico fabricado por las plantas marinas en aguas costeras fuese secuestrado por enterramiento y almacenamiento en sedimentos someros, eliminando carbono —preferentemente carbono 12— del océano. Estos sedimentos se habrían formado sobre las plataformas continentales al fundirse las placas de hielo, elevando el nivel del mar, que ocupó parte de la costa. La hipótesis del almacenamiento en la plataforma –que supone que el cambio, en todo el océano, en la relación entre los isótopos del carbono fue el resultado del almacenamiento de residuos orgánicos en sedimentos de la plataforma continental– puede explicar los demás cambios químicos que he mencionado, en el supuesto de que el cadmio, fósforo y carbono guardasen, aproximadamente, las mismas relaciones en los residuos atrapados que las existentes en los residuos que actualmente caen de la superficie a la zona profunda.

El mismo hecho de no observarse cambios postglaciales en el cociente entre los isótopos del carbono de los foraminíferos superficiales puede explicarse por el almacenamiento en la plataforma. Como la relación de fósforo a carbono en los residuos orgánicos es unas diez veces mayor que en el agua marina, el secuestro de residuos orgánicos elimina más fósforo que carbono del agua, de modo que el cociente fósforo/carbono se habrá reducido por el almacenamiento en la plataforma. Al ser el fósforo factor limitante para la vida, la reducción de este cociente habría reducido a su vez la cantidad de carbono oceánico aflorado e incorporado a la materia orgánica. Ello, a su vez, habría ocasionado un aumento de la concentración de anhídrido carbónico en el agua superficial y, por tanto, en la atmósfera, lo que queda registrado en los cilindros de hielo. Otro resultado habría sido una disminución de la relación de carbono 13 a carbono 12 en el agua superficial, lo que habría acabado con el aumento en todo el océano, registrado en los foraminíferos del fondo. Otro resultado habría sido la reducción en el contenido en cadmio del agua marina.



12. EL REGISTRO GEOLOGICO da los valores observados (*izquierda*) para la concentración de anhídrido carbónico atmosférico (*arriba*), la profundidad de la lisoclina (*centro*) y el cociente entre distintos isótopos del carbono (*abajo*). El intervalo de valores observados comprende a los calculados (*serie de gráficos de la derecha*) cuando se supone que un océano con dos depósitos ha sido perturbado (por la extracción de un tres por ciento del fósforo) como resultado del depósito sobre la plataforma.

El aumento temporal de profundidad de la lisoclina en la época postglacial temprana también podría ser el resultado del almacenamiento en la plataforma. La utilización de carbono por la materia orgánica, que posteriormente quedó enterrada, habría dejado menos carbono en el océano para formar los iones carbonato y bicarbonato. La demanda de carga de los iones positivos en exceso en el océano habría forzado a una mayor proporción de los iones carbono a encontrarse en un estado de doble carga, es decir, en forma de carbonato más que de bicarbonato. El aumento del carbonato habría hecho descender la isoclina. Una isoclina más profunda, sin embargo, significa más deposición de carbonato cálcico insoluble formado por organismos marinos y, de este modo, el exceso de carbonato se habría reducido gradualmente. En varios miles de años la isoclina habría vuelto aproximadamente a su primitivo nivel, como lo indica el registro fósil.

He mencionado la posibilidad de que la expansión de los bosques al final de la era glacial influyera en la reducción del cociente entre los isótopos del carbono. El problema es que los bosques habrían tomado sólo el anhídrido carbónico del sistema océano-atmósfera, y no el fósforo. Si la única

	HIPOTESIS DEL DEPOSITO SOBRE LA PLATAFORMA	HIPOTESIS DE BOSQUES Y COCIENTE DE RESIDUOS	OBSERVADO
FOSFATO	DISMINUCION DEL 30 %	SIN CAMBIOS	SIN PRUEBAS
CADMIO	DISMINUCION DEL 30 %	SIN CAMBIOS	DISMINUCION DEL 50 % (EN LAS PROFUNDIDADES DEL ATLANTICO)
CARBONO 13 / CARBONO 12 (OCEANO MEDIO)	AUMENTO DEL 0,07 %	AUMENTO DEL 0,07 %	AUMENTO DEL 0,06 %
CARBONO 13 / CARBONO 12 (AGUAS SUPERFICIALES)	SIN CAMBIOS	SIN CAMBIOS	SIN CAMBIOS
PROFUNDIDAD DE LA LISOCLINA	BAJADA DE 1 KILOMETRO	BAJADA DE 1 KILOMETRO	BAJADA DE 1-2 KILOMETROS
CARBONO DISUELTO TOTAL	DISMINUCION DEL 3 %	DISMINUCION DEL 3 %	SIN PRUEBAS
CONCENTRACION DE ANHIDRIDO CARBONICO ATMOSFERICO	AUMENTO DEL 40 %	AUMENTO DEL 40 %	AUMENTO DEL 40 %

13. DOS HIPOTESIS, una de ellas basada en el depósito sobre la plataforma y la otra en una combinación de desarrollo forestal con una composición alterada de los residuos orgánicos que caen a las profundidades marinas, explican los cambios observados en el cociente de isótopos del carbono, la profundidad de la lisoclina y la concentración de anhídrido carbónico en la atmósfera. Ambas hipótesis predicen, sin embargo, diferentes cambios en la concentración de fosfato (y, por consiguiente, de cadmio también).

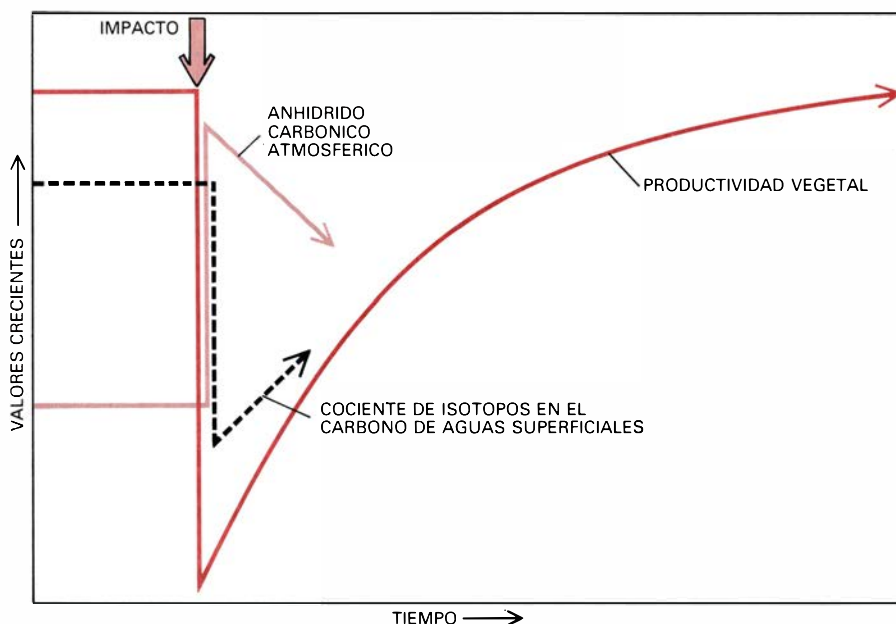
perturbación hubiese sido el crecimiento de nuevos bosques, el contenido de anhídrido carbónico en el aire habría disminuido, mientras que las muestras de hielo nos dicen que aumentó.

Sin embargo, existe una hipótesis según la cual una combinación de expansión de los bosques y cambios ecológicos en el océano podría haber generado todos los cambios postglaciales observados. Para poner en marcha la hipótesis, la razón de fósforo a carbono en los residuos que caían a las profundidades marinas tendría que haber sido un 30 por ciento más bajo en la época glacial que en la actualidad. Si los organismos marinos incorporaron más carbono que fósforo en sus tejidos blandos durante la época glacial, y relativamente menos carbono después de la glaciación, la concentración de anhídrido carbónico en el océano (y, por tanto, en la atmósfera) tendría que haber aumentado. No hay modo de saber actualmente si pudo tener lugar un cambio tan grande en la relación de fósforo a carbono en los organismos.

Tanto la hipótesis del almacenamiento en la plataforma como la que se basa en el crecimiento de los bosques y el cociente fósforo/carbono pueden explicar la mayor parte de los cambios postglaciales, de modo que todavía no podemos elegir una de ellas. Afortunadamente, los dos mecanismos habrían tenido efectos muy diferentes sobre el contenido del océano en fósforo y, por tanto, también en cadmio. La hipótesis del almacenamiento en la plataforma predice un cambio en el contenido en cadmio del océano, mientras que la hipótesis del cociente fósforo/carbono en los residuos no lo predice. La medida de cadmio en foraminíferos del fondo de los océanos Indico y Pacífico, que actualmente se lleva a cabo en el laboratorio de Boyle, deberá primar una de las dos hipótesis.

Los conocimientos que estamos adquiriendo acerca de los cambios químicos en el océano al final de la última glaciación pueden facilitarnos el generalizar acerca de los cambios químicos asociados con otros ciclos glaciales. Sin embargo, es imposible imaginarnos qué ocurrió antes de todas las series de ciclos glaciales principales que han dominado el último millón de años de la historia de la Tierra. Por una parte, el registro del anhídrido carbónico en el hielo se remonta solamente a 40.000 años atrás; aun cuando se pudiese conseguir datos de muestras anteriores, el más antiguo hielo de la Tierra (en la parte profunda de la masa de hielo antártica) no tiene, probablemente, arriba del medio millón de años. Además, el número de variables seguiría aumentando; por ejemplo, ni la concentración de iones calcio en el mar ni el contenido de oxígeno de la atmósfera pueden suponerse constantes. A lo largo de escalas temporales aún mayores, por ejemplo decenas de millones de años, factores tales como las tasas de erosión y de oxigenación del agua oceánica profunda deben haber sido diferentes de las actuales porque la geometría básica de las cuencas oceánicas y de los continentes era distinta. Es necesario descubrir nuevos y potentes indicadores paleoquímicos antes de detectar de modo fiable cambios en la química oceánica.

Todo esto no significa que no se puedan detectar espectaculares cambios aislados en la química del océano, relacionados con acontecimientos catastróficos que dejaron una clara evidencia en los registros fósiles antiguos. Luis W. Alvarez, Walter S. Alvarez y sus



14. IMPACTOS CATASTROFICOS, como aquel que se supone puso fin al período Cretácico, pueden haber generado cambios en la química del océano que se conservan en el registro fósil. Si el efecto de un impacto hubiese devastado temporalmente la vida vegetal marina, se habría desencadenado un brusco aumento en el CO_2 de las aguas superficiales y de la atmósfera. La productividad vegetal hubiera acabado por restablecerse, reduciendo la concentración del CO_2. Los cambios en la productividad deben quedar registrados como cambios en el cociente de isótopos del carbono en los caparazones de foraminíferos.

colegas de la Universidad de California en Berkeley han demostrado que las graves extinciones que marcaron el fin de la era Cretácica, hace 60 millones de años, estuvieron muy probablemente causadas por el impacto de un gran objeto extraterrestre, bien sea un asteroide o un cometa. El registro sedimentario revela que el acontecimiento afectó particularmente a la vida marina: más de la mitad de las especies del Cretácico desaparecieron súbitamente.

Si el impacto sobre la trama de la vida hubiese sido lo bastante fuerte como para haber reducido significativamente la eficacia con la que el fósforo aflorado era incorporado por las plantas marinas supervivientes, la química marina habría cambiado de una manera espectacular, haciéndose más similar a la del mar profundo. Por analogía con el océano actual, nos podemos imaginar que un cambio tal habría causado un brusco aumento en el anhídrido carbónico atmosférico. Si la reducción de la vida vegetal hubiese continuado por un tiempo suficiente, ello originaría un cambio en la razón del carbono 13 al 12 en la calcita formada por los organismos planctónicos supervivientes. Las investigaciones que se están llevando a cabo en todo el mundo en busca de pruebas sobre el acontecimiento que puso fin al período Cretácico pueden mostrar esa anomalía del carbono. Incluso si no lo hacen, deben proporcionarnos una información valiosa sobre la secuencia de acontecimientos que siguieron inmediatamente al catastrófico acontecimiento, y quizás algunas claves para los cambios químicos asociados con desastres similares.

En este artículo he tratado de las variaciones en la química del océano y la atmósfera como resultado de perturbaciones al azar en los factores que controlan el flujo de materiales del mar a sus sedimentos. J. E. Lovelock, en su libro *Gaia: A New Look at Life on Earth*, apunta la posibilidad de que la comunidad de seres vivos no sólo haya interactuado con el mundo inorgánico, sino también dirigido de algún modo la química de la atmósfera para su propio provecho. Es posible. Ciertamente, los cambios químicos han desempeñado un papel principal en el desarrollo de la vida sobre el planeta. El sistema océano-atmósfera ha tenido que ajustar su química dentro de un amplio rango para mantener un equilibrio dentro de las pérdidas y ganancias de muchos de los constituyentes de las sales marinas, y los organismos han llevado a cabo algunos de los cambios, a la vez que han sido afectados por los mismos.

La atmósfera

Su actividad dinámica sirve para redistribuir la energía de la radiación solar recibida por la Tierra. Los modelos de esta actividad ayudan a explicar los climas del pasado y predecir el tiempo y climas del futuro

Andrew P. Ingersoll

La atmósfera es el fluido que mantiene en funcionamiento la máquina térmica terrestre. La mayor parte de la energía radiante que llega procedente del Sol se convierte en energía térmica atmosférica antes de ser devuelta al espacio en forma de radiación infrarroja. Los vientos redistribuyen esta energía, disipando en el proceso una parte de ella mayor que la disipada por las corrientes oceánicas, las mareas, la deriva continental y la convección en el manto terrestre combinadas. Parte importante de la historia terrestre son tanto las fluctuaciones a corto plazo del sistema atmosférico (el tiempo) como las fluctuaciones a plazo más largo del tiempo promedio (el clima).

La composición de la atmósfera guarda poca relación con la de las nubes de gas y polvo a partir de las cuales se formó. La composición del aire refleja, más bien, una compleja historia de reacciones de elementos volátiles con el polvo de la primitiva nebulosa solar, con magma saliendo al exterior desde el manto terrestre, con rocas de la corteza terrestre, con el océano y con la biosfera.

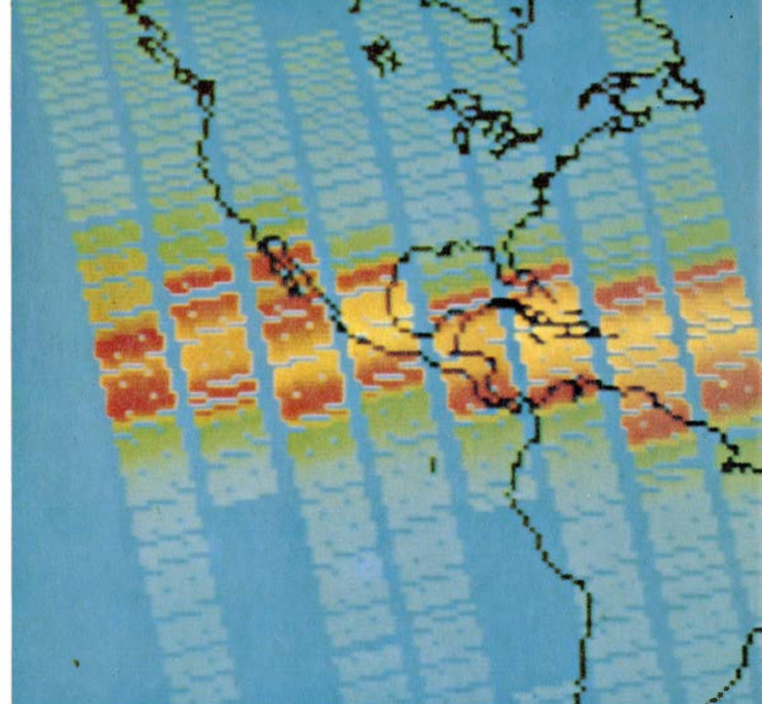
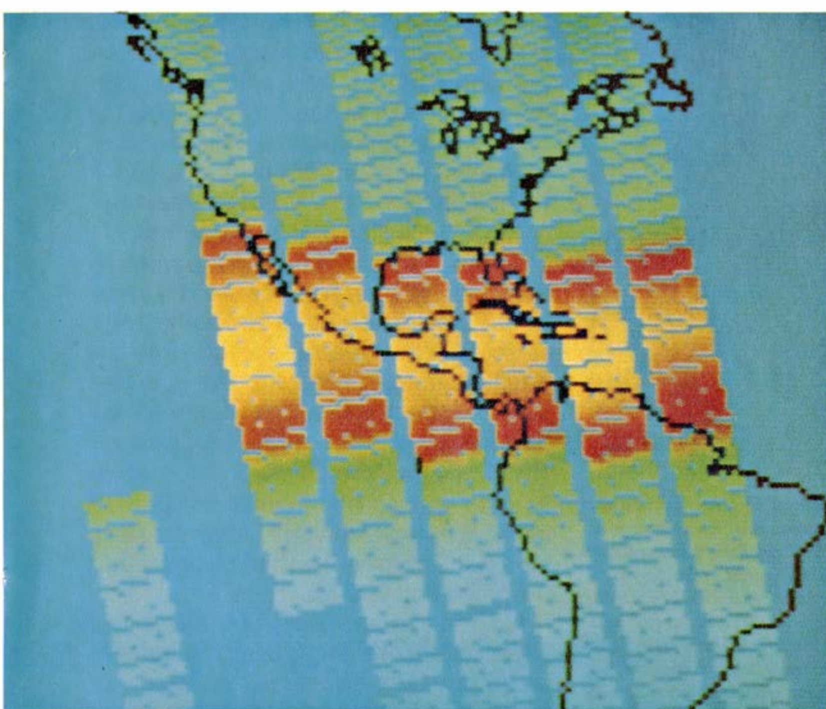
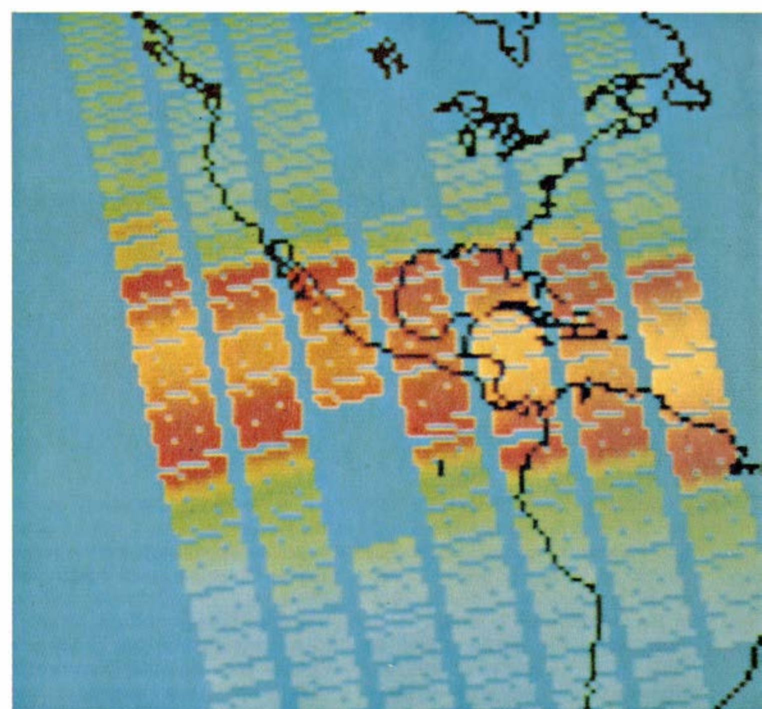
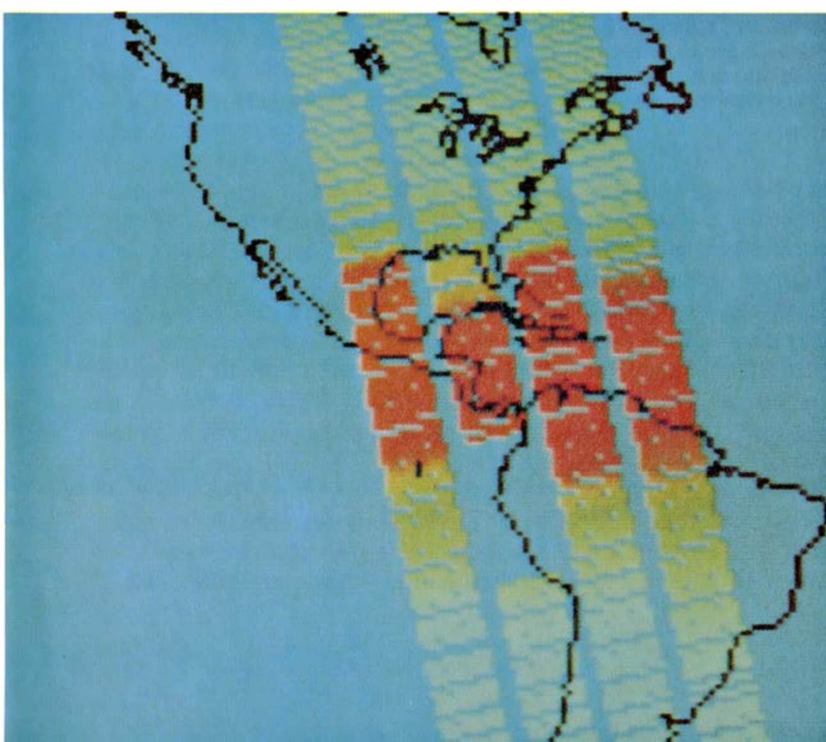
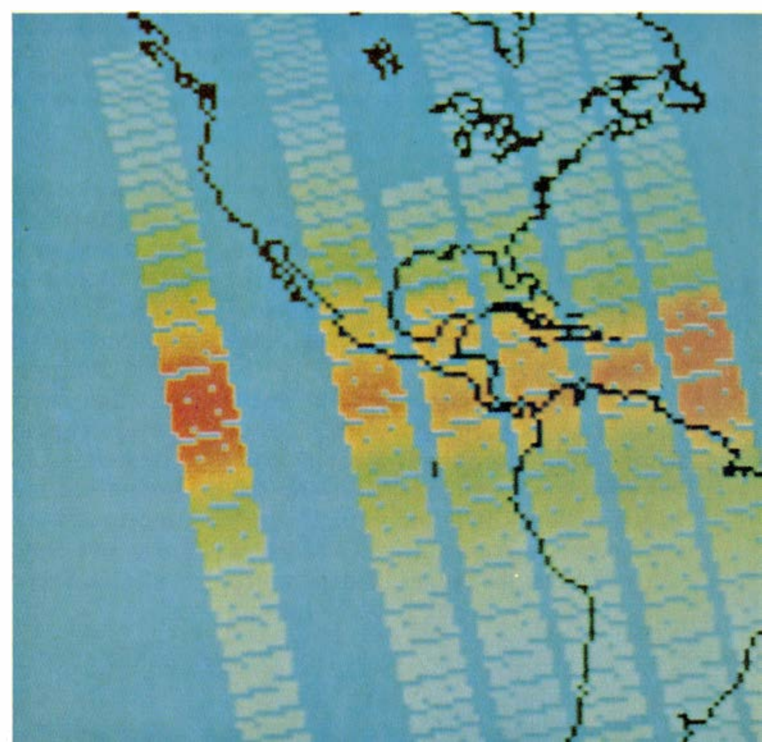
Los tres componentes más importantes del aire seco son el nitrógeno (N_2), oxígeno (O_2) y argón (Ar), que dan cuenta del 79, del 20 y del 1 por ciento de las moléculas, respectivamente. El nitrógeno es geoquímicamente inerte a todos los efectos prácticos, y por tanto se ha acumulado en la atmósfera. El oxígeno, por el contrario, experimenta ciclos químicos a través de la atmósfera, el océano, la biosfera y las rocas sedimentarias. La cantidad de oxígeno que hay en la atmósfera viene determinada por la velocidad de las reacciones que ligan el depósito atmosférico de oxígeno libre con el depósito reductor de carbono que existe en las rocas sedimentarias. La pequeña fracción de materia orgánica sepultada en los sedimentos antes de que pueda degradarse corresponde a una adición neta de oxígeno a la atmósfera; la velocidad a la que se produce así el oxígeno queda compensada por la velocidad a la que se consume por el efecto de la intemperie sobre las rocas sedimentarias. La mayor parte del argón atmosférico es el isótopo argón 40, producido por la desintegración radiactiva del potasio 40 en el manto y la corteza y desprendido a la atmósfera por los volcanes. El argón, uno de los gases nobles, es geoquímicamente inerte; una vez llega a la atmósfera, allí permanece.

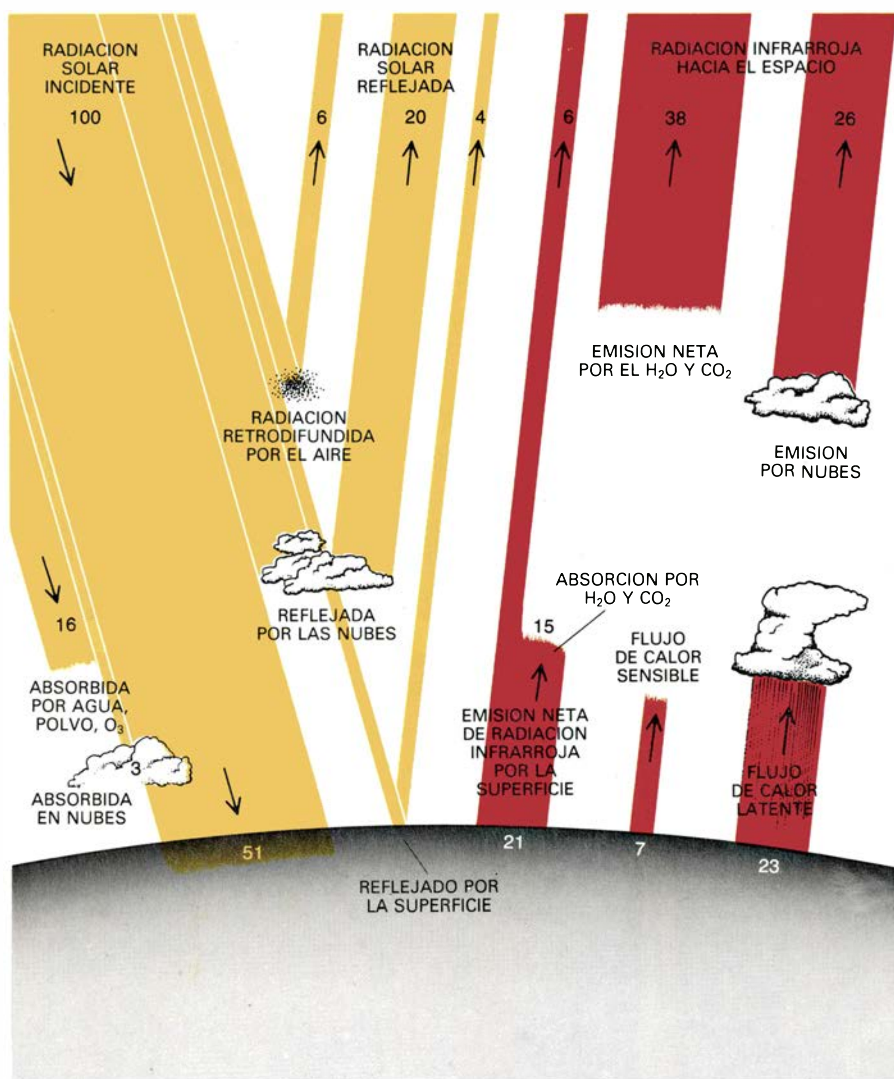
La composición del aire seco es notablemente constante sobre todo el globo terrestre; no así la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, que varía ampliamente desde un 4 por ciento en volumen a unas décimas por ciento. La atmósfera no constituye el depósito principal de agua porque el vapor se condensa a las temperaturas corrientes en la Tierra. El océano contiene unas 300 atmósferas de agua (esto es, agua suficiente para equivaler a 300 veces la masa de todos los componentes de la atmósfera); las arcillas y otros minerales hidratados albergan una cantidad algo inferior. La cantidad de vapor de agua contenida en una masa dada de aire viene determinada, pues, por la historia de su contacto con los depósitos de agua en la superficie y por la presión de vapor saturante en el aire a las diferentes temperaturas.

Los restantes componentes del aire están presentes en cantidades tan pequeñas, que sus concentraciones se dan por lo general en partes por millón, en vez de partes por 100 (porcentaje). Domina, entre ellos, el dióxido de carbono (CO_2), que representa hoy unas 340 partes por millón de aire seco. El depósito atmosférico de dióxido de carbono es notablemente inferior al depósito oceánico de iones bicarbonato (HCO^{-}_3) y carbonato ($CO^{=}_3$) y al depósito de carbono localizado en las rocas de piedra caliza, formadas en gran parte por carbonato cálcico ($CaCO_3$) de los caparazones de organismos marinos. Estas rocas contienen, por sí solas, unas 20 atmósferas de dióxido de carbono. Así pues, la cantidad de dióxido de carbono en el aire, como la del vapor de agua, viene regida por las velocidades de las reacciones de equilibrio que conectan el depósito atmosférico con los depósitos superficiales.

Tras el dióxido de carbono, siguen en abundancia el neón (18 partes por millón) y el helio (cinco partes por millón). La mayor parte del helio se produce por la desintegración de elementos radiactivos en la Tierra sólida. El neón, sin embargo, es primitivo. Las cantidades atmosféricas de neón y de otros gases raros (criptón, xenón y los isótopos de argón no radiogénicos)

1. NUBE DE POLVO ARROJADA A LA ESTRATOSFERA por la erupción del volcán El Chichón (México), el 4 de abril de 1982, cartografiada por el *Solar Mesosphere Explorer*, satélite de órbita polar que la Universidad de Colorado en Boulder explota para la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio. La sucesión de imágenes generadas por ordenador, en la página opuesta, ofrece la extensión de la nube a intervalos de aproximadamente un mes, comenzando el 2 de abril, tras la erupción. El color de las imágenes corresponde a la cantidad de emisión infrarroja por parte de la nube, variando de azul a verde, a rojo y a amarillo con radiancia creciente. La nube alcanzó su máxima densidad en junio (*tercera imagen*). Después se extendió lentamente hacia el Sur y comenzó a dispersarse. Al parecer, el tipo de circulación estratosférica impidió que el polvo trascendiese el paralelo 30 grados de latitud Norte. Las partículas de polvo son fuertemente reflectoras y reducen la cantidad de radiación solar que llega a la superficie de la Tierra. El efecto neto de la nube será disminuir la temperatura media global (hasta en un grado Celsius). Las reducciones de temperatura asociadas a erupciones volcánicas parecen guardar una estrecha correlación con el contenido de azufre de los desechos volcánicos. Los datos del satélite *Nimbus 7* indican que El Chichón inyectó cantidades desusadamente grandes de dióxido de azufre en la estratosfera. Se espera que la erupción produzca un descenso de la temperatura relativamente brusco.



2. BALANCE GLOBAL DE ENERGIA de la tierra y la atmósfera, que determina la temperatura media global y la temperatura efectiva de radiación del planeta, es decir, la temperatura que un observador instalado en el espacio le atribuiría. En promedio, la superficie terrestre cede a la atmósfera una cantidad de energía igual a la que absorbe; el valor de la temperatura media global en superficie, cifrado en 13 grados Celsius, es el necesario para mantener la tierra y la atmósfera en equilibrio térmico. En promedio, la Tierra entera emite al espacio una cantidad de energía radiante igual a la cantidad de energía radiante absorbida por la atmósfera y la superficie terrestre; el valor de la temperatura efectiva de la Tierra, que es de unos −18 grados Celsius, es el necesario para mantenerla en equilibrio térmico con el espacio. La temperatura en superficie es mayor que la temperatura efectiva; en buena parte ello se debe a que la radiación incidente se absorbe a alturas menores que aquellas otras desde donde se emite la radiación al espacio: la atmósfera deja pasar bastante bien la radiación a longitudes de onda visibles, en donde está el máximo del espectro de emisión solar, pero se muestra un tanto opaca a la radiación a las longitudes del infrarrojo, en las que se concentra la emisión radiante de la Tierra. (Esta emite unas 114 unidades de radiación infrarroja; se conoce por emisión infrarroja neta la diferencia que existe entre este valor y las 93 unidades absorbidas por la atmósfera y emitidas nuevamente hacia la superficie terrestre.)

coincidirán, probablemente, con el volumen de esos gases incorporado en la Tierra en el momento de su formación. Una vez desprendidos a la atmósfera, permanecieron aquí al ser geoquímicamente inertes y no condensarse a las temperaturas terrestres.

El gas restante, con una abundancia superior a dos partes por millón, es el ozono (O_3). Su cantidad varía con la altura, alcanzando un máximo de 12 partes por millón a 30 kilómetros. La concentración de ozono en la atmósfera está determinada por el balance entre las reacciones que lo producen y las que lo destruyen. Los átomos de oxígeno formados por la fotodisociación de oxígeno molecular (O_2) por la radiación ultravioleta reaccionan con el oxígeno molecular para formar ozono. Este último se destruye merced a varias reacciones. Las reacciones en las cuales el "oxígeno impar" (tanto O como O_3) se consume y se crea oxígeno molecular conducen a un decrecimiento neto de la concentración de ozono. El ozono es el único gas atmosférico que absorbe en el ultravioleta próximo (a longitudes de onda de 0,2 a 0,3 micrometros) y desempeña por tanto un papel crucial protegiendo la superficie terrestre de esta destructiva radiación.

La composición de la atmósfera, junto con la distancia de la Tierra al Sol, determinan el balance de energía de la Tierra, que, a su vez, determina desde la temperatura de la superficie terrestre hasta la configuración de la circulación atmosférica; dicha circulación redistribuye la energía solar sobre la superficie terrestre.

La irradiancia solar (o cantidad de energía transportada por el haz de luz solar que atraviesa perpendicularmente una unidad de superficie en una unidad de tiempo) en el borde exterior de la atmósfera terrestre, cuando la Tierra está a la distancia media del Sol en su órbita, es de 1367 watt por metro cuadrado. Se ha sospechado durante largo tiempo que esta "constante solar", según se acostumbra a llamarla, es en realidad variable, pero sólo en los últimos cinco años se han podido medir variaciones en la constante. Instrumentos sensibles transportados en los vehículos espaciales *Nimbus 7* y *Solar Maximum Mission* ("Misión del máximo solar") han mostrado que un grupo grande de manchas solares produce un descenso de 0,1 por ciento en la radiación solar recibida. Bien podría suceder que las medidas tomadas durante largos períodos de tiempo revelaran variaciones superiores a ésta. Se estima que una variación de un 1 por ciento en la constante solar que se mantuviera durante 10 años, al menos, elevaría la temperatura media en la superficie terrestre en uno o dos grados Celsius.

No toda la radiación que alcanza la Tierra es absorbida. Aproximadamente un 30 por ciento de ella es reflejada de nuevo hacia el espacio por la atmósfera y la superficie terrestre. Los principales reflectores son las nubes, el polvo atmosférico, las moléculas de los gases atmosféricos, la nieve y la tierra pelada. El porcentaje de la radiación incidente, reflejado de nuevo hacia el espacio (llamado albedo del planeta), podría variar substancialmente si cambiase el clima, si las erupciones volcánicas inyectasen más polvo en la atmósfera o si se desforestase más tierra. Una disminución o un aumento en el albedo conduciría a un calentamiento o enfriamiento neto de la Tierra, porque la radiación solar que no se refleja se absorbe.

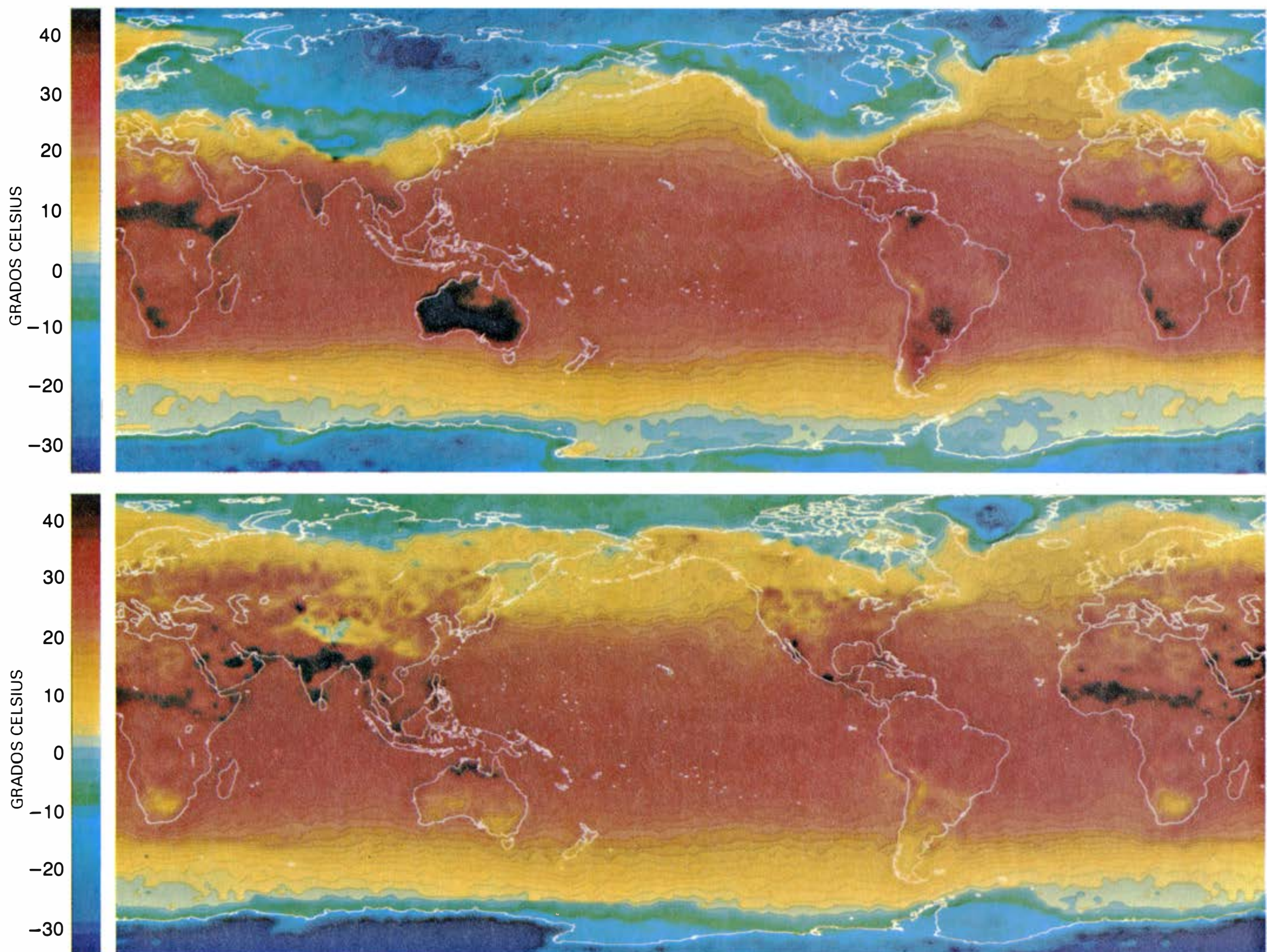
La Tierra se desprende de la radiación solar que absorbe emitiendo radiación infrarroja, o térmica. Dada la

constante solar y el albedo actual de la Tierra, la irradiancia media sobre todo el globo debe ser de unos·240 watt por metro cuadrado, si la Tierra se mantiene en equilibrio térmico. La temperatura del nivel radiante medio se estima, de un modo aproximado, a partir de la ley de Stefan-Boltzmann, que establece que la radiancia emitida por un cuerpo negro (radiador ideal) es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura en grados Kelvin. Ese número (240 watt por metro cuadrado) es la potencia radiante por unidad de superficie emitida por un cuerpo negro a 255 grados Kelvin (−18 grados Celsius). Tal es la temperatura media de la atmósfera a una altura de cinco kilómetros.

Un cuerpo negro calentado a 255 grados Kelvin emite radiación en un amplio dominio de longitudes de onda, con un máximo achatado a los 12 micrometros (en la región infrarroja del espectro). La superficie terrestre y la atmósfera vienen a comportarse cual si fueran cuerpos negros, y emiten radiación en este dominio. La mayor parte de la radiación emitida por la superficie es absorbida, principalmente, por el vapor de agua, las nubes, el dióxido de carbono, el polvo y el ozono. Los componentes de la atmósfera que absorben radiación infrarroja la reemiten en todas direcciones. Parte de la radiación emitida la absorbe la superficie, sumándose a la energía térmica que ya posee, otra parte es reabsorbida por la atmósfera y el resto escapa al espacio.

Si aumenta la cantidad de un cuerpo absorbente en el infrarrojo, dióxido de carbono por ejemplo, la superficie de la Tierra absorbe más radiación y aumenta su temperatura. Además, una menor proporción de la radiación emitida por la superficie escapa al espacio, y la energía térmica almacenada por la Tierra aumenta; así, los cuerpos absorbentes en el infrarrojo ayudan a calentar la Tierra. El papel que la atmósfera cumple en el calentamiento de la Tierra se ha venido llamando efecto de invernadero, aunque tal designación induce a engaño. El vidrio del invernadero permite el paso de la radiación solar e impide en cambio el escape de la radiación infrarroja, pero la mayor parte del calentamiento se debe a que el techo de vidrio impide que el calor sea disipado por convección.

La temperatura media global de la

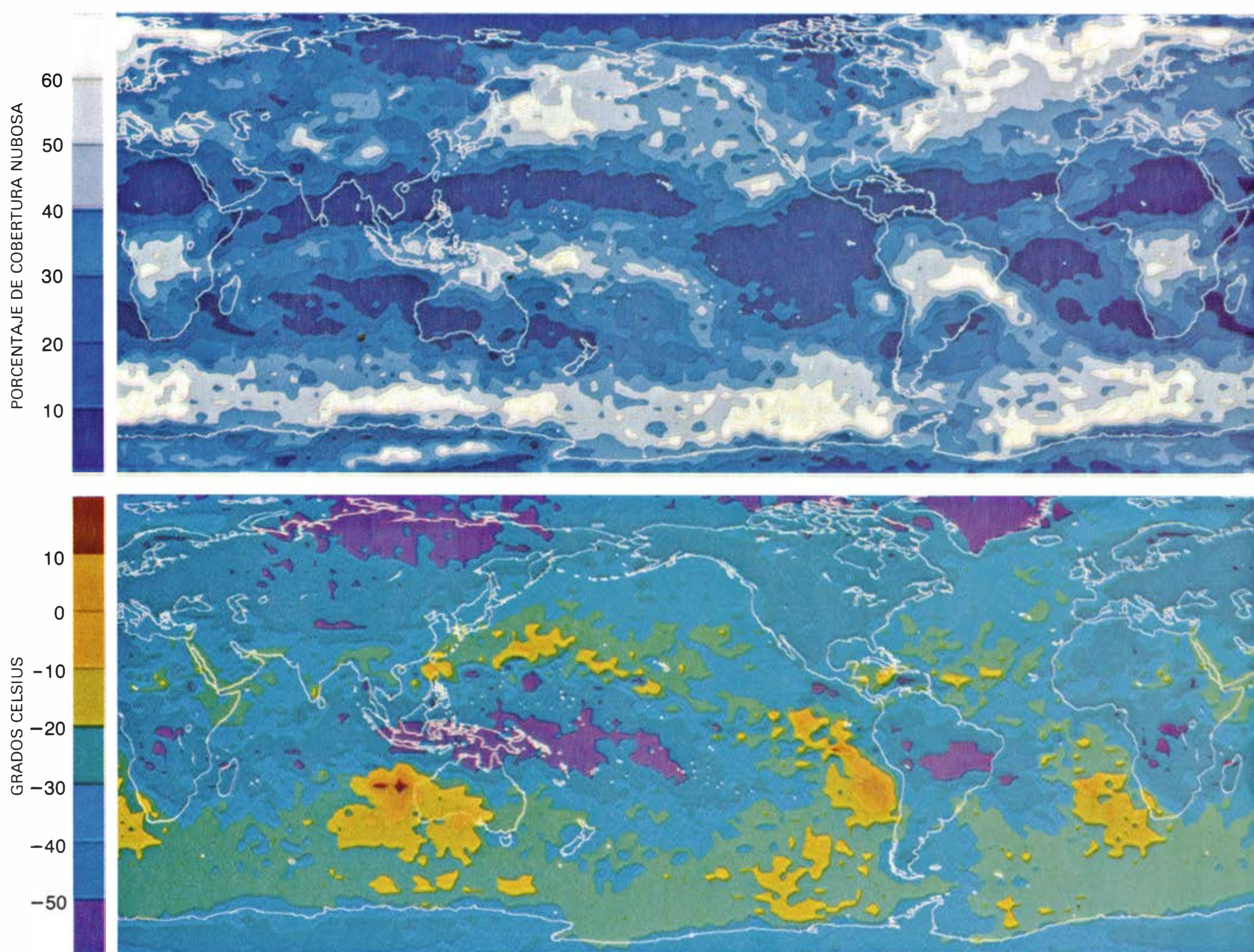


3. GRADIENTES DE TEMPERATURA entre el Ecuador y los Polos y entre los continentes y los océanos, que impulsan los movimientos de la atmósfera en gran escala. Los mapas de la temperatura media en superficie en enero (*arriba*) y mayo (*abajo*) de 1979 ilustran los gradientes, junto con sus cambios según la estación. Por ejemplo, la formación de regiones calientes en el norte de la India en mayo anuncia los vientos del suroeste que soplan desde el mar Arábigo, más fresco, a través de una gran parte de la península indostánica en la estación del monzón, de junio a octubre. El aumento de la temperatura de la superficie del mar de invierno a verano es mucho menor que el aumento de temperatura de la superficie continental; fenómeno que obedece, en buena parte, a que las olas distribuyen el calor hasta mayores profundidades en el mar. Estas imágenes se generaron a partir de datos recogidos por las unidades de sondeo en el infrarrojo y microondas transportadas por satélites meteorológicos de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica. La temperatura en superficie se dedujo con los datos del canal de microondas, mediante un método analítico que compara los datos de la sonda de microondas con los de la sonda de infrarrojo al objeto de distinguir entre las contribuciones a las radiancias medidas debidas a las nubes, la atmósfera y la superficie. El método lo elaboró Mustafá T. Chahine, con la idea de analizar datos atmosféricos obtenidos por misiones espaciales a otros planetas. Se ha aplicado desde entonces a datos de satélites en la atmósfera terrestre por Milton Halem y Joel Susskind, del Centro de Vuelos Espaciales Goddard de la NASA.

atmósfera en la superficie terrestre (cifrada hoy en torno a los 13 grados Celsius) es la necesaria para mantener la superficie terrestre y la atmósfera en equilibrio térmico. La superficie, calentada por la radiación solar y por la radiación infrarroja emitida hacia abajo por la atmósfera, cede en promedio una cantidad equivalente de energía a la atmósfera por evaporación, por conducción, por convección y por emisión en el infrarrojo. Sin embargo, los desequilibrios locales entre las cantidades de energía absorbida y liberada por la superficie ayudan a crear gradientes verticales y horizontales de temperatura en la atmósfera.

La Tierra absorbe más radiación solar en las latitudes bajas que en las latitudes altas. Más de la mitad de la radiación solar es absorbida por la superficie terrestre; el resto lo es por la atmósfera. Por tanto, a bajas latitudes y alturas, la atmósfera recibe más energía de la superficie terrestre y del Sol que la atmósfera a grandes alturas y latitudes altas. Además, la atmósfera pierde más energía hacia el espacio a grandes alturas que a bajas. En virtud de esos desequilibrios, las temperaturas de la atmósfera suelen decrecer desde el Ecuador hacia los Polos y desde las bajas a las altas altitudes. Los gradientes de temperatura impulsan la circulación de la atmósfera. Los vientos generalmente transportan calor gradiente abajo, desde regiones bastante cálidas hacia las más frías.

Los gradientes de temperatura, y por tanto las configuraciones de la circulación atmosférica en gran escala, varían con la latitud. Hasta 35 grados a uno y otro lado del Ecuador, los vientos en gran escala son meridianos (de norte a sur en el Hemisferio Norte). Dos grandes células circulares conectan el aire caliente y húmedo que asciende sobre el Ecuador con el aire templado y seco que desciende a latitudes más altas. El aire cálido que asciende en lo que se conoce como Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), dentro de 10 grados al norte y al sur del Ecuador,



4. MAPA DE NUBOSIDAD MEDIA en enero de 1979 (*arriba*), generado por el grupo de construcción de imágenes del Laboratorio de Propulsión a Chorro a partir de datos recogidos por satélites meteorológicos. Nos proporciona una muestra de las configuraciones características de la circulación atmosférica y de las zonas climáticas que crean. En este sentido, el cinturón de nubes cerca del Ecuador lo crea la convergencia de corrientes ascendentes de dos grandes células de circulación meridiana (en sentido Norte-Sur) llamadas células de Hadley. El aire caliente que asciende en esta zona, llamada Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), se enfría a medida que asciende. Como muestra el mapa de temperatura media en la cima de las nubes de enero de 1979 (*abajo*), las cimas de las nubes sobre la ITCZ están altas y, por consiguiente, frías. Los bosques lluviosos tropicales y las regiones de elevada precipitación, comparables a aquellos, sobre los océanos se sitúan en esta zona. La precipitación anual puede alcanzar dos metros y excede a la evaporación anual en más de 50 centímetros. Las bandas relativamente libres de nubes por encima y por debajo de la ITCZ son regiones sobre las que desciende el aire todavía caliente, pero ya seco, de las células de Hadley. Los grandes desiertos del globo se localizan aquí. El tipo de circulación a gran escala en las latitudes más altas está regido por el crecimiento de ondas en la sinuosa corriente en chorro a gran altura, más visible, por tanto, que la configuración a bajas latitudes. La configuración ondulada en el flujo zonal en latitudes medias queda insinuada en los mapas por ciertos rasgos: uno de ellos, la desviación de los cinturones nubosos (trayectorias de depresiones) hacia el Sur a lo largo de la costa occidental de Norteamérica y hacia el Norte a lo largo de la costa oriental.

se enfría al ascender, lo que da lugar a intensas precipitaciones. La ITCZ coincide con los bosques tropicales de lluvia y con regiones de fuertes precipitaciones sobre el océano. El aire seco se extiende hacia el Polo a grandes alturas y desciende sobre las zonas subtropicales o regiones comprendidas entre los 10 y 35 grados de latitud en cada hemisferio. Cuando llega por fin a la superficie, está todavía seco: los grandes desiertos del mundo se encuentran en esas zonas.

Desde los 35 grados de latitud hacia el Polo, predomina una circulación de tipo zonal sobre la meridiana. El movimiento del aire está gobernado por la corriente en chorro, ondulada y a gran altura, que corre en términos generales hacia el Este en ambos hemisferios a velocidades de hasta 45 metros por segundo (160 kilómetros por hora). Sobre la corriente general de Oeste a Este se superponen las ondas largas, u ondulaciones, que comienzan siendo pequeñas perturbaciones, amplificándose con el tiempo. Las vaguadas o surcos de estas ondas son los lugares donde la corriente en chorro está más próxima al Ecuador; las lomas, donde está más próxima a los polos. A medida que las ondas crecen, masas de aire fresco progresan hacia el Ecuador detrás de las vaguadas (al Oeste), mientras que masas de aire caliente se mueven hacia los polos delante de dichas vaguadas (es decir, al Este). El crecimiento de las ondas contribuye así al transporte de aire caliente hacia los polos y de aire frío hacia el Ecuador. Las masas de aire aprisionadas en las vaguadas y lomas son transportadas hacia el Este por el movimiento de las ondas en altura. Las ondas ayudan de esa manera a determinar el movimiento de las regiones de alta y baja presión en superficie que rigen el tiempo sobre Norteamérica y las demás regiones en las latitudes medias.

Desde hace unos 50 años, comenzó la dinámica de los movimientos atmosféricos en gran escala (tal como los entendemos ahora) a expresarse formalmente en ecuaciones matemáticas. Entre sus pioneros se encontraban Carl-Gustav Rossby, meteorólogo sueco en cuyo honor las ondas largas de la corriente en chorro se conocen hoy por ondas de Rossby, y Jule G. Charney, quien durante muchos años trabajó en el Instituto de Tecnología de Massachusetts (MIT). Rossby y Charney abrieron el camino hacia el desarrollo de modelos tratables por ordenador de la circulación atmosférica en gran escala, deduciendo ecuaciones que filtraban el efecto de los movimientos en pequeña escala. Los primitivos modelos atmosféricos habían sufrido un explosivo crecimiento de los errores, en parte porque no se había realizado tal discriminación. Los actuales modelos atmosféricos tratados por ordenadores de alta velocidad proporcionan la base de las predicciones diarias del tiempo, tanto regionales como locales. El límite de las predicciones útiles comprende desde unos días hasta una semana, margen que está demostrando ser difícil de superar.

Para preparar una predicción, se empieza por resumir los valores de diferentes variables atmosféricas, como la velocidad del viento y la presión medidas en múltiples puntos dispersos, interpolándolos en los nudos de una red tridimensional imaginaria que envuelve el globo terrestre. El modelo matemático, que se basa en principios físicos sencillos (segunda ley del movimiento de Newton y ecuación de los gases ideales), se usa entonces para determinar las variaciones que las condiciones en cada nudo de la red experimentarán al cabo de un corto intervalo de tiempo, unos 10 minutos por ejemplo, durante el cual se puede suponer constante la velocidad de variación de cada variable. Los nuevos valores sustituyen ahora a los valores originales, y el proceso se repite hasta completar el período abarcado por la predicción.

Uno de los más importantes problemas que se le plantean a los predictores, el relativo a los fenómenos atmosféricos en pequeña escala, puede darnos una idea de por qué resulta difícil alargar el período de predicciones útiles. Los fenómenos en pequeña escala, tales como los vórtices turbulentos y las tormentas de carácter convectivo, ponen en juego energías relativamente grandes, según revelaron ya en el decenio de 1950 Herbert Riehl, del Centro Nacional de Investigación Atmosférica, y Joanne Starr Malkus, de la Institución Oceanográfica Woods Hole. Por ejemplo, la mayor parte del movimiento vertical en los trópicos se produce en el seno de tormentas aisladas que cubren el 0,1 por ciento de la superficie total. El calor latente de vaporización liberado cuando el agua se condensa en las nubes tormentosas constituye una fuente notable de energía atmosférica. Además, las nubes reflejan la radiación solar y absorben la infrarroja, con lo que alteran todavía más la distribución de energía que indirectamente rige el tiempo. Tomados en conjunto, esos fenómenos de pequeña escala tienen un efecto importante sobre las características globales del tiempo, aunque uno a uno caigan por debajo del nivel de resolución de los modelos teóricos de predicción del tiempo.

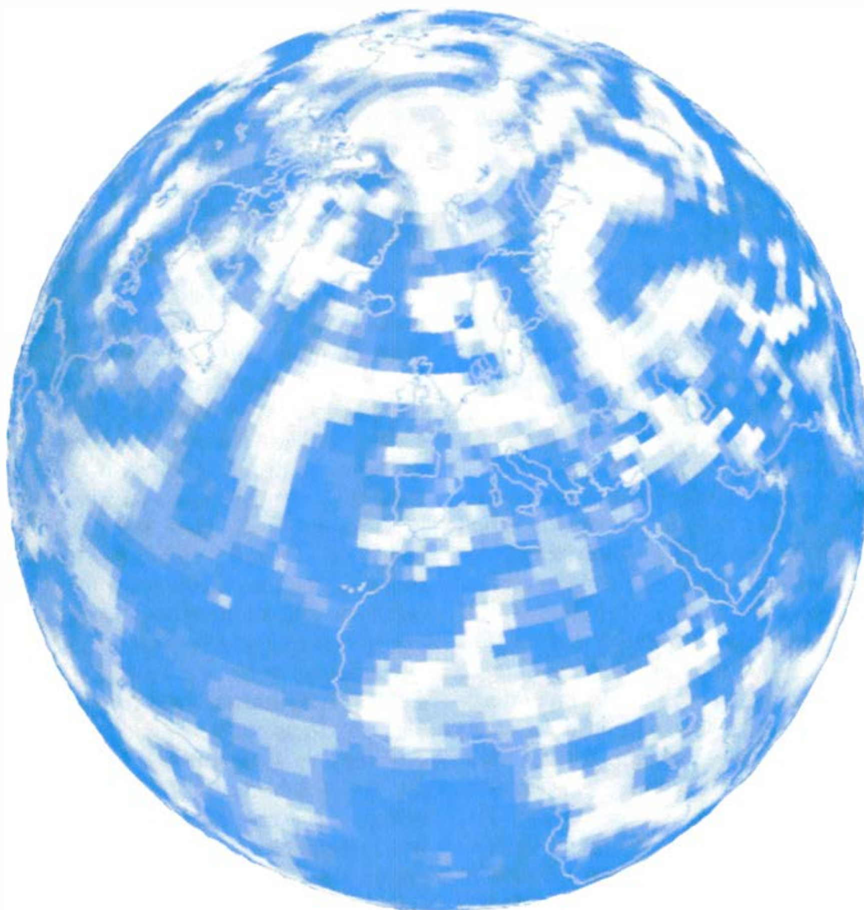
No se trata de que estos modelos desprecien los fenómenos en pequeña escala, sino que los abordan de forma inadecuada. Las ecuaciones que se aplican al seguimiento de los movimientos de la atmósfera en gran escala son deterministas: los valores instantáneos de las variables en los nudos de la red determinan los que tomarán en dichos nudos en el siguiente paso de cálculo. Sin embargo, los procesos en pequeña escala se tratan mediante subrutinas estadísticas de los modelos que especifican el efecto neto más probable de todos los procesos en pequeña escala en el interior de un cubo, a partir de los valores en los vértices de éste. Algunas veces, los sucesos más probables no se producen, y los errores estadísticos aceleran la velocidad con que la evolución del modelo se aleja del curso de la atmósfera.

No es verosímil que este problema desaparezca cuando se afine el nivel de resolución de los modelos atmosféricos. La resolución del modelo, que está determinada esencialmente por el tamaño de un cubo de la red, queda limitada, en última instancia, por el número de operaciones aritméticas necesarias para seguir la evolución de las variables en los nudos de la red. Por ejemplo, seguir la evolución de siete variables atmosféricas (temperatura, presión, vapor de agua, cobertura nubosa y velocidad del viento a lo largo de tres ejes) en una malla constituida por cubos de 200 kilómetros de arista y 10 capas superpuestas representa, en realidad, seguir la pista a un millón de variables. Las interacciones con las variables próximas condicionan la forma en que cada variable cambia con el tiempo. Se necesitan unas 500 operaciones aritméticas para calcular las interacciones a que queda sometida una variable; lo que significa que, para cada paso de cálculo de 10 minutos, hay que realizar un total de unos 500 millones de operaciones. Si se multiplicara por 10 la resolución de la red tridimensional, el número de variables se multiplicaría por 1000 y el número de pasos de cálculo por hora habría de experimentar un aumento comparable. El número de operaciones aritméticas, por tanto, se multiplicaría por 10.000, y aún así, tal mo-

delo todavía no resolvería los fenómenos atmosféricos de tamaño inferior a 20 kilómetros.

El problema de los fenómenos atmosféricos en pequeña escala, así como otros problemas que limitan la duración útil de los pronósticos, se están abordando a través de grandes programas de investigación. Los experimentos que se están llevando a cabo como parte del Programa Global de Investigación Atmosférica (*G*lobal *A*tmospheric *R*esearch *P*rogram, GARP), auspiciado por la Organización Meteorológica Mundial y el Consejo Internacional de Uniones Científicas a principios del decenio de 1960, tienen por objetivo prioritario aportar datos sobre los fenómenos atmosféricos que permitan elaborar mejores modelos de predicción. El Experimento Meteorológico Global del GARP, realizado en 1979, constaba, por ejemplo, de dos períodos de dos semanas cada uno, durante los cuales se realizaban observaciones intensivas. A lo largo de los mismos se midieron las variables atmosféricas mediante globos, satélites, aviones, buques y boyas. Igualmente se midieron ciertas variables relativas al mar, tierra, hielo, suelos cultivables y vegetación, que podían influir en el tiempo.

Proponía el experimento averiguar hasta qué punto los pronósticos para una parte del globo, por ejemplo Norteamérica, eran sensibles a las condiciones iniciales sobre otras partes del globo, verbigracia, las normalmente mal definidas condiciones sobre el Pacífico Sur. Pretendía determinar, también, si las medidas de variables, tales como la cantidad de agua contenida en el suelo, que no se utilizan ahora en la predicción del tiempo, mejorarían la exactitud de las predicciones. Un tercer objetivo era suministrar datos más detallados sobre los molestos fenómenos en pequeña escala.



5. CON EL MODELO GLOBAL ATMOSFERICO desarrollado por el Centro Europeo de Predicción del Tiempo a Plazo Medio, organización financiada por 17 países europeos, se produjeron los datos que sirvieron para crear esta imagen de la cobertura nubosa global predicha. Las mediciones de variables atmosféricas tales como la temperatura, presión, velocidad del viento y cantidad de vapor de agua, realizadas en muchos puntos dispersos alrededor del globo, se resumen a través de los valores medios que existirían en las intersecciones o nudos de una red tridimensional que envolviera el globo. El modelo calcula las condiciones futuras a partir de las condiciones iniciales mediante ecuaciones que en el fondo se basan en principios físicos sencillos: segunda ley de Newton, ecuaciones termodinámicas y ecuación de los gases ideales. La resolución de la imagen sugiere el límite de resolución de los modelos de predicción global impuesto por el enorme número de cálculos necesario para seguir la evolución de las variables en los nudos de la red. El propio ordenador Cray-1 del centro de predicción debe realizar 500.000 millones de operaciones aritméticas para pronosticar el comportamiento de la atmósfera 10 días después.

Entre los programas de investigación estadounidenses dirigidos a mejorar los modelos globales de predicción, cabe citar los del Centro Nacional de Investigación Atmosférica de Boulder, Colorado, del Centro de Vuelos Espaciales Goddard, de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA), y del Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos de la Universidad de Princeton. Uno de los problemas que están abordando los investigadores de esas instituciones es el de determinar cuál, de entre una multitud de posibles fuentes de error, es la responsable real de los pronósticos equivocados.

¿Acaso es la inexactitud de las observaciones iniciales, las limitaciones de los modelos o la imprevisibilidad de la propia atmósfera lo que establece el límite superior del período de predicción útil? No hay respuesta sencilla a tal cuestión. Pero una prueba aplicada por Edward N. Lorenz, del Instituto de Tecnología de Massachusetts, quien fue uno de los primeros en hacer estimas de esta clase, puede sugerir qué hacer para identificar las fuentes de los errores. Si se llevan a cabo los cálculos a partir de dos conjuntos de condiciones iniciales del tiempo que difieran entre sí en una cantidad inferior a la incertidumbre estimada de las observaciones, la velocidad a la que divergen las condiciones calculadas ofrece una medida de la inexactitud de las predicciones debida, principalmente, al error de observación. Los actuales modelos atmosféricos duplican las pequeñas diferencias en las condiciones iniciales, en un plazo de dos o tres días. Admitiendo que los errores de observación estén distribuidos uniformemente sobre la Tierra y que la evolución de los modelos es idéntica a la evolución del tiempo, dicha velocidad de duplicación señala que las predicciones para un plazo de una o dos semanas (esto es, varias veces el tiempo de duplicación) son, en teoría, posibles.

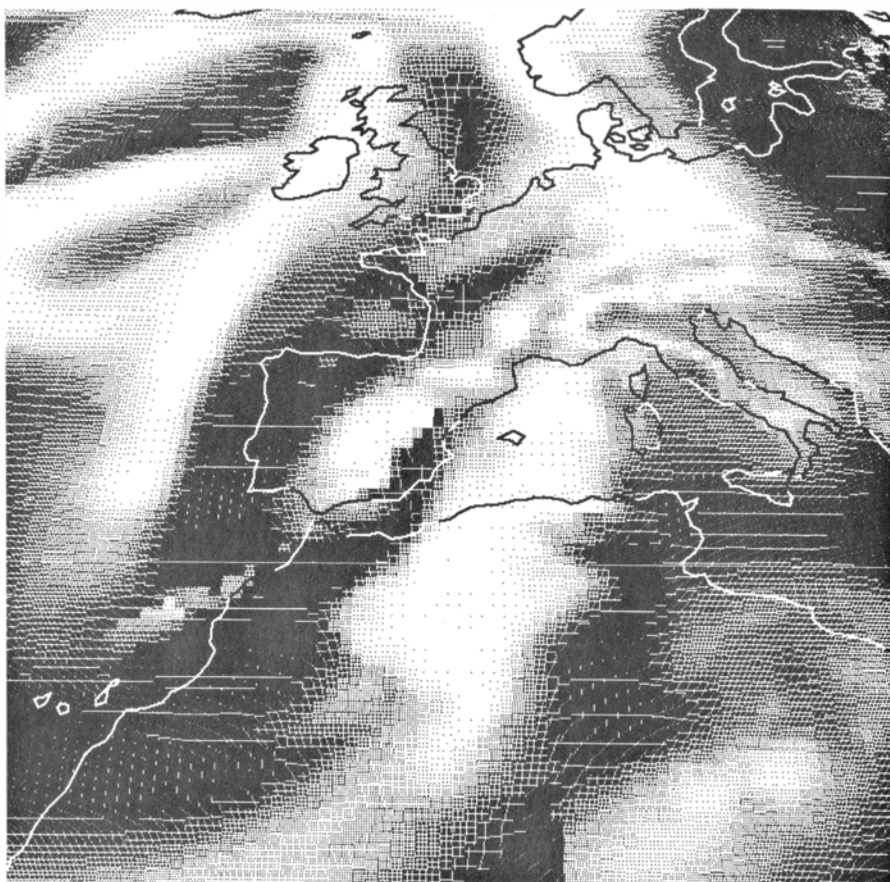
¿Cómo mejorar los modelos de predicción? Ante la complicación del sistema que el modelo trata de simular, quizá no sea óptimo empecinarse en cálculos más exhaustivos, sino insistir en cálculos que distingan con más fina precisión entre los fenómenos que tienen importancia real en la evolución del tiempo y fenómenos cuya relevancia sea despreciable; ello equivale a elaborar un método mejorado de identificación de configuraciones. Ciertas con-

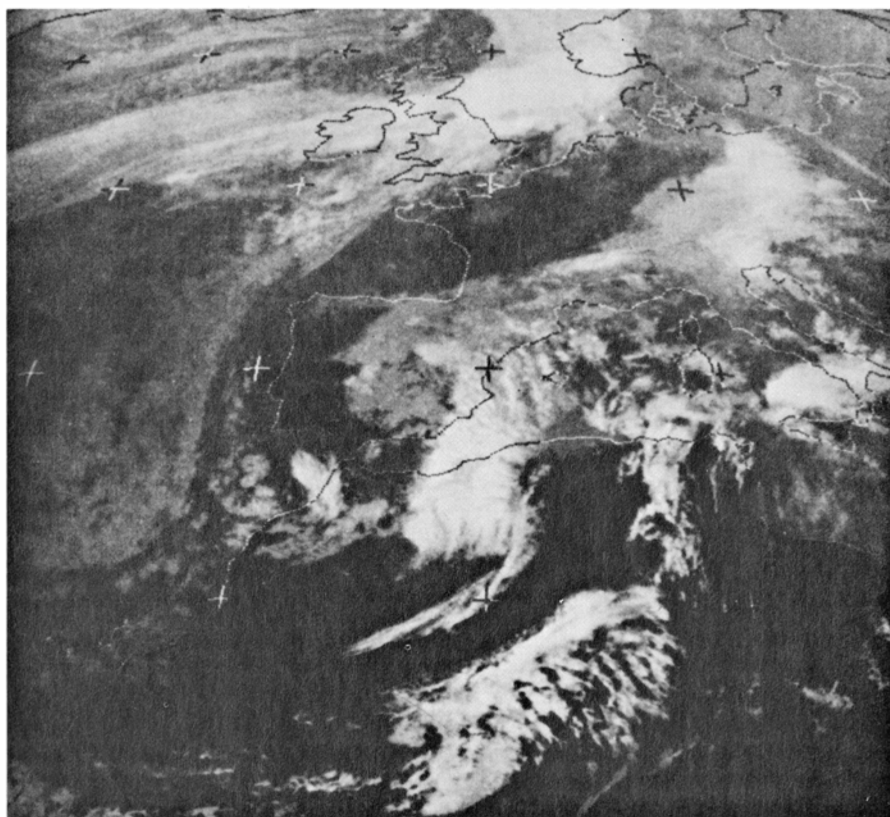
figuraciones que persisten bastantes días, llamadas fenómenos de bloqueo, podrían incluir las ondas en la corriente de chorro, las trayectorias que habitualmente siguen las depresiones y las zonas de sequía persistente.

Las condiciones reinantes en las capas altas de los océanos vienen en auxilio también de la predicción a largo plazo. Las anomalías en las temperaturas de la superficie del mar y en la pendiente de ésta causada por los vientos dominantes pueden persistir meses o años. Las anomalías en la temperatura de superficie podrían emplearse para calibrar la cantidad de energía que se suministrará a la atmósfera en forma de calor latente de vaporización. De una forma más general, tales anomalías pueden iniciar cadenas de sucesos que se desarrollan según un patrón previsible; valgan de ejemplo, bruscos cambios en las corrientes oceánicas y las concomitantes variaciones del tiempo que se producen cerca de la costa del Perú, los famosos episodios de "El Niño". El episodio de este año de 1983 constituye una buena oportunidad para estudiar las causas y posibles consecuencias de tales cambios en la temperatura del océano y circulación atmosférica sobre el tiempo global en gran escala.

Aunque el tiempo varía ampliamente en su estado, las grandes desviaciones con respecto a los valores normales de temperatura y precipitación suelen verse seguidas por un retorno a dichos valores normales. En otras palabras, el tiempo medio a largo plazo, llamado "clima", parece relativamente invariable. Los datos geológicos, no obstante, indican que el clima de la Tierra cambia radicalmente a escala de miles y de millones de años.

Tal vez el ejemplo más espectacular de tales cambios sea el de los recientes períodos glaciales. Durante la mayor parte de su historia, extensas regiones de la Tierra parecen haber estado libres de hielos. Sin embargo, desde hace algunos millones de años, empezó a experimentar glaciaciones cíclicas. A lo largo de períodos que iban desde 20.000 a 100.000 años comenzaron a formarse capas de hielo sobre masas continentales del Hemisferio Norte. (Los glaciares del Hemisferio Sur crecieron al mismo tiempo, pero representan una fracción mucho menor del volumen global, porque no hay grandes extensiones entre las latitudes 40 a 70 grados Sur sobre las que puedan formarse glaciares.) En el Hemisferio Norte, el hielo creció hasta espesores

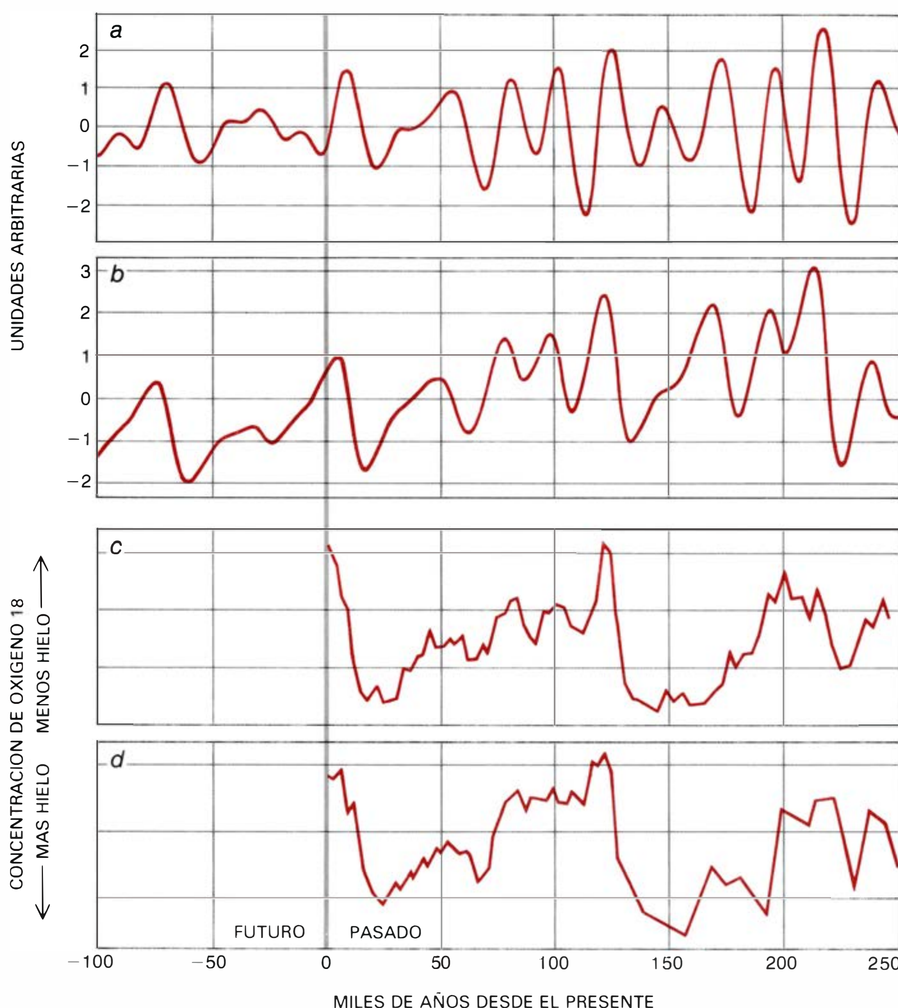




6. PREDICCION DE ALTA RESOLUCION, para un día, de la cobertura nubosa producida por una versión para un área limitada del modelo atmosférico del Centro Europeo de Predicción del Tiempo a Plazo Medio (*arriba*), comparada con una imagen de la cobertura nubosa hecha por el satélite *Meteosat* al día siguiente (*abajo*). La red usada para las predicciones de área limitada está constituida por cubos de 50 kilómetros cuadrados (menos de 0,5 grados de latitud o longitud) y se extiende a 15 niveles. El sistema que se acerca a Europa desde el Atlántico es un frente frío; avanza obligando a elevarse al aire cálido.

de tres kilómetros; su peso hundió hasta 500 metros la corteza subyacente. Cuando el hielo adquirió suficiente espesor, la presión de su peso le obligó a fluir hacia fuera y hacia el sur, hasta cubrir vastas extensiones de Norteamérica y Eurasia. El aprisionamiento del agua en el hielo provocó el descenso del nivel de los océanos en 100 metros o más. En el máximo de un período glacial, la temperatura media de la Tierra descendió en dos o tres grados Celsius por debajo de la normal. De repente, el hielo se retrajo bruscamente. Aunque ignoramos cuánto duró la fase de retirada, la geología habla de varios miles de años, no más.

¿Cuál es la causa de este cataclismo climático? La respuesta parece estribar en la reacción de la atmósfera ante mecanismos impulsores externos, como variaciones en la cantidad o distribución de la radiación solar. Las variaciones externas son, por sí mismas, demasiado pequeñas para dar cuenta de grandes cambios en el clima; importa más, seguramente, el modo como esas variaciones se incrementan o amortiguan por la atmósfera, el océano y el hielo. Entre los primeros que intentaron valorar los efectos que podrían aumentar o disminuir la sensibilidad del clima a factores externos recordemos a Mikhail I. Budyko, del Observatorio Geofísico Principal de Leningrado, y William D. Sellers, de la Universidad de Arizona. En el decenio de 1960 publicaron, cada uno por su cuenta, modelos climáticos donde se recogían efectos de realimentación que regían los cambios climáticos desencadenados por variaciones en la constante solar. Por ejemplo, si las temperaturas polares bajasen, produciríase una acumulación de nieve y hielo en latitudes medias y altas. El albedo de la nieve es mayor que el de la tierra o el agua, de modo que a esas latitudes se absorbería menos radiación solar y se produciría así una ulterior reducción de la temperatura.



7. TEORIA DE MILANKOVITCH sobre los ciclos climáticos desarrollados en los recientes períodos glaciares. Sostiene que el mecanismo impulsor es la variación de la cantidad de insolación (radiación solar incidente) en el período estival del Hemisferio Norte, causada por la variación de tres parámetros de la órbita terrestre alrededor del Sol. Los dos parámetros que determinan el período de las fluctuaciones en la insolación del Hemisferio Norte son la inclinación del eje, o ángulo entre el eje y el plano de la eclíptica (que determina la cuantía en que el Polo Norte apunta hacia el Sol en el verano del Hemisferio Norte), y la dirección del eje terrestre (que determina si el perihelio, época del año en que la Tierra se halla más próxima al Sol, tiene lugar en el verano del Hemisferio Norte o en el verano del Hemisferio Sur). La cantidad de energía incidente (*a*) fluctúa con esos parámetros, que tienen períodos de 40.000 y 20.000 años. La relación del isótopo pesado del oxígeno, el oxígeno 18, a su isótopo más ligero, oxígeno 16, en los sedimentos oceánicos suministra una medida del volumen global de los hielos. Conforme el aire saturado avanza hacia el polo, las moléculas de agua que incorporan el isótopo más pesado se eliminan, preferentemente, por precipitación; la nieve que cae a altas latitudes está, pues, enriquecida en oxígeno 16. Los océanos se enriquecen en oxígeno 18 en los períodos fríos, cuando la nieve se acumula sobre los continentes. La relación de isótopos en dos muestras representativas del fondo de océanos profundos, una del Océano Indico meridional (*c*) y la otra del Pacífico (*d*), medidas por John Imbrie y su hijo John Z. Imbrie, de la Universidad Brown, fluctúa efectivamente con períodos de 40.000 y 20.000 años, pero quedaría mejor descrita por una curva en diente de sierra con un período de aproximadamente 10.000 años. Un modelo climático elaborado por los Imbrie (*b*), que supone un largo tiempo de reacción antes de que el hielo se acumule en respuesta a la disminución de la insolación y un intervalo mucho más corto antes de que el hielo se funda en respuesta a un aumento en la insolación, sugiere cómo traducir las variaciones de la radiación solar incidente en variaciones del volumen global del hielo. (Dibujos de Walken Graphics.)

La formulación de modelos de variabilidad climática continúa siendo problemática. Por un lado, es difícil valorar la importancia relativa de las realimentaciones positivas y negativas. Así, la realimentación hielo-albedo y otros factores que acentúan la disminución de temperatura a altas latitudes podrían compensarse con circulaciones atmosféricas y oceánicas impulsadas por el mayor gradiente de temperatura entre el Ecuador y el Polo. Los modelos climáticos han de remontar muchos de los interrogantes que se planteaban los modelos de predicción del tiempo, dificultades que acentúa la penuria de datos sobre las condiciones reinantes en las épocas glaciales. Además, los modelos climáticos deben tomar en consideración la interacción entre la atmósfera y el océano y las capas de hielo, interacciones que pueden omitirse, con relativa impunidad, en los modelos de predicción del tiempo a plazo corto. Por si fuera poco, queda mucho por conocer sobre la dinámica de las profundidades oceánicas y de las cortezas de hielo continentales.

Pese a esas limitaciones, vale la pena comparar los modelos con el archivo geológico de cambios climáticos. Los modelos de las recientes edades del hielo que más éxito han cosechado se fundan en la teoría del influjo de los factores astronómicos sobre el clima.

Esta teoría se ocupa de las variaciones de la cantidad de energía solar recibida por la Tierra, asociadas con tres parámetros de la órbita terrestre alrededor del Sol que varían cíclicamente. El primero de esos parámetros es la inclinación del eje terrestre (ángulo entre el eje y el plano de la órbita), que tiene un período de unos 40.000 años. El segundo, la dirección a la que apunta el eje terrestre, con un período de unos 20.000 años. Y el tercero, la excentricidad de la órbita terrestre (o su discrepancia con respecto a una circunferencia), cuyo período dura unos 100.000 años. La influencia orbital se puede calcular para millones de años, tanto hacia el pasado como hacia el futuro.

La teoría astronómica se conoce también por teoría de Milankovitch, en honor de Milutin Milankovitch, científico yugoslavo que realizó tales cálculos en los decenios de 1920 y 1930. Según Milankovitch, el factor clave del clima terrestre no es la cantidad total de radiación solar recibida por el globo en el curso del año, que en cualquier caso sólo experimenta ligeras variaciones con los cambios de los parámetros orbitales, sino la cantidad de radiación solar recibida a altas latitudes en el Hemisferio Norte durante el verano. El ángulo de inclinación, que determina hasta qué punto está el Polo Norte apuntando hacia el Sol durante el verano del Hemisferio Norte, es el factor de más influencia sobre la cantidad de radiación solar recibida en el verano. La dirección en que apunta el eje determina si el perihelio, o época del año en que la Tierra está más próxima al Sol, tiene lugar durante el verano del Hemisferio Norte o del Hemisferio Sur. La excentricidad de la órbita afecta a la cantidad de radiación solar recibida en el perihelio, estableciendo así la amplitud del ciclo de influjo de 20.000 años. La excentricidad de la órbita apenas si influye en la insolación estival; hay, pues, escaso influjo sobre el clima con período de 100.00 años.

La prueba más clara que corrobora la acción orbital sobre los ciclos glaciales la hallamos en la relación, en los sedimentos oceánicos, de los dos isótopos del oxígeno: el oxígeno 18 y el oxígeno 16. A medida que una masa de aire se mueve alejándose del Ecuador, las moléculas de agua que incorporan oxígeno 18 se eliminan, preferentemente, por precipitación. La nieve que cae a altas latitudes contiene una proporción mayor del isótopo más ligero. Por tanto, cuando la nieve se acumula sobre la tierra, los océanos se enriquecen ligeramente en oxígeno 18. Las variaciones en la relación entre los isótopos del oxígeno en los sedimentos marinos a gran profundidad reflejan así las variaciones en el volumen global del hielo. Uno de los primeros en reconocer la importancia de la relación de isótopos en los sedimentos como indicación de antiguos cambios en el clima fue Cesare Emiliani, de la Universidad de Miami. Los resultados de análisis sistemáticos de isótopos del oxígeno fueron publicados en 1976 por J. D. Hays, de la Universidad de Columbia, John Imbrie, de la Brown, y Nicholas J. Shackleton, de la Universidad de Cambridge.

El archivo isotópico de los últimos 500.000 años muestra fuertes oscilaciones en el volumen global del hielo con períodos de 40.000 y 20.000 años. El rasgo dominante es, sin embargo, un aumento continuo del volumen del hielo durante unos 100.000 años, seguido de un brusco descenso. Los modelos climáticos en los que el hielo responde de una manera pasiva a la acción orbital no reproducen el archivo isotópico; el volumen de hielo predicho por los modelos oscila con períodos de 40.000 y 20.000 años en respuesta directa a tal acción. Debe, pues, introducirse algún otro factor para explicar tanto el ciclo de 100.000 años como la brusca recuperación subsiguiente a la glaciación.

David Pollard, de la Universidad estatal de Oregón, acaba de publicar algunos modelos que pueden ilustrar el problema y aportar una posible solución. En su opinión, el clima actual de la Tierra es tal que el estado "normal" de la misma se halla ligado a la cantidad de hielos. Tiene que haber capas de hielo extensas y permanentes. En su modelo "pasivo", el volumen global de hielo fluctúa ligeramente con períodos de 20.000 y 40.000 años, pero no sufre las radicales pérdidas a períodos de 100.000 años registradas en el archivo de isótopos. A fin de obtener una respuesta más realista, Pollard introdujo un mecanismo de pérdida rápida en el modelo: el desprendimiento de témpanos que quedan libres en el océano provoca que la capa de hielo se torne inestable cuando alcanza cierto tamaño crítico.

La corteza terrestre no responde inmediatamente al peso de los glaciares. Sin embargo, durante largas épocas de glaciación, el peso del hielo hundió la corteza hasta rebajarla por debajo del nivel del mar. En este punto, el hielo se hace particularmente vulnerable a leves variaciones en la radiación solar incidente, tales como las que podrían producirse por la acción orbital. Si la capa de hielo se adelgaza en respuesta a dichas variaciones, la corteza no recupera en seguida su forma. A lo largo del borde exterior del hielo, el 90 por ciento de su espesor puede quedar bajo el nivel del mar. Por ser más ligero el hielo que el agua, si ésta penetra en la depresión de la corteza, el hielo flotará. Se supone que el hielo flotante sufre una rápida pérdida a lo largo de su borde exterior a medida que se desprenden témpanos de la capa de hielo flotante en aguas someras. La capa de hielo se adelgaza aún más a medida que el hielo más espeso de la parte central de la capa fluye hacia fuera para establecer un nuevo equilibrio. La pérdida súbita y la consiguiente retracción del hielo continúan hasta que el borde de la capa de hielo alcanza cotas más altas.

Hay señales de que determinadas zonas de la corteza (Escandinavia y Canadá), de las que el último glaciar se retiró hace 10.000 años, están todavía recuperándose. Esto sitúa el tiempo de respuesta de la corteza en el mismo dominio que el supuesto en el modelo. No obstante, queda como materia de especulación saber si la causa de la retracción del hielo en las épocas interglaciares fue la inestabilidad de la capa de hielo producida por la depresión de la corteza.

¿Qué sabemos del clima que reinó antes de las edades del hielo? Los modelos climáticos ideados por Budyko y Sellers predicen que la Tierra se convertiría en un planeta brillante y cubierto de hielos si la emisión solar se redujera en un pequeño tanto por ciento. Los efectos de realimentación que incorporan los modelos no sólo aumentan la sensibilidad del planeta al decrecimiento de la radiación solar, sino que también, una vez enfriada la Tierra, disminuyen su sensibilidad a nuevos aumentos de la radiación solar. En breve, si la constante solar se redujese, la Tierra se convertiría irreversiblemente en un mundo frígido. ¿Ha ocurrido algo semejante?

Los astrónomos saben del pasado del Sol merced a que pueden observar estrellas mucho más jóvenes, dotadas de su misma masa y composición. Y así afirman que la emitancia solar era un 40 por ciento más baja al poco de la formación de la Tierra, hace 4600 millones de años, de lo que es ahora, para aumentar luego sin solución de continuidad. Los modelos teóricos de la es-

tructura interna y composición del Sol apoyan esta conclusión.

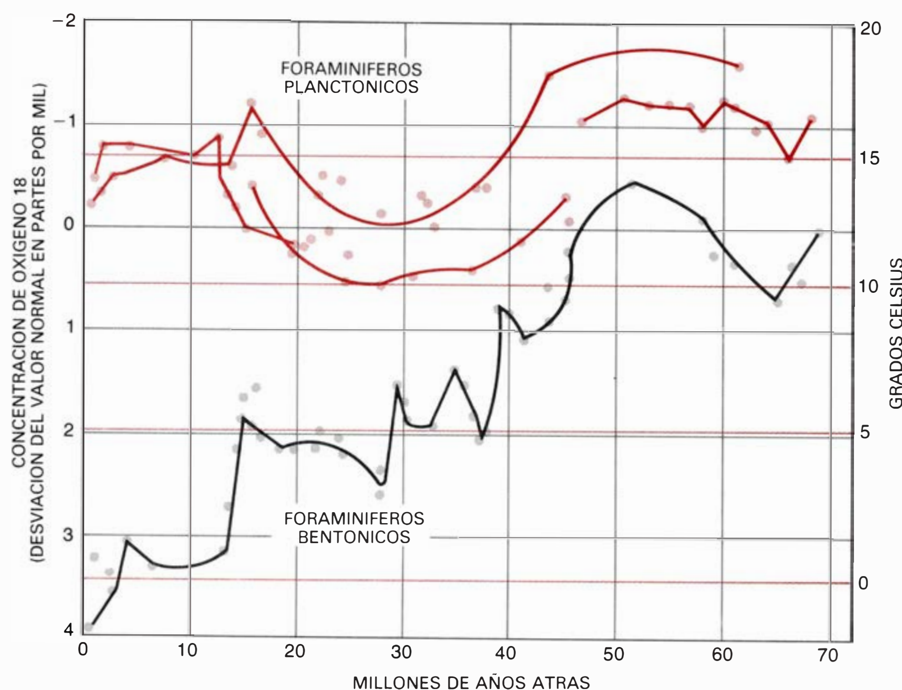
Los geólogos sólo han podido compilar un archivo fragmentario de los climas del pasado remoto. Ahora bien, la tendencia general de los indicios existentes es claramente opuesta a la evolución de la constante solar y a los modelos de la respuesta de la Tierra a las acciones exteriores. Samuel Epstein y sus colegas, del Instituto de Tecnología de California, han deducido temperaturas a partir de las relaciones de isótopos del oxígeno y de relaciones comparables del hidrógeno 2 (deuterio) al hidrógeno 1 (hidrógeno ordinario) en las rocas sedimentarias silíceas cristalinas llamadas pedernales. Fundados en la relación de isótopos en una muestra de 3500 años de antigüedad, dedujeron que la temperatura del océano donde se formó la roca era superior a 50 grados Celsius. En rocas más recientes de esta clase, diferentes relaciones de isótopos sugieren que las temperaturas bajaron progresivamente. A partir de las relaciones de isótopos de oxígeno en los sedimentos formados mediante conchas de carbonato cálcico de los foraminíferos bénticos (pequeños animales de las grandes profundidades oceánicas) se estimó la temperatura del fondo oceánico en unos 15 grados Celsius, en el período que va desde hace 150 hasta 50 millones de años. Hoy, las temperaturas del suelo oceánico se aproximan a los cero grados Celsius.

Fósiles de los últimos 600 millones de años parecen también apoyar la tesis de una Tierra más cálida, a grandes rasgos, de lo que es hoy. Los lechos carboníferos en Groenlandia y la Antártida indican que, en alguna época, prosperaron allí plantas tropicales. El grado de representatividad de tal prueba viene complicado por la deriva de los continentes, que puede haber situado una masa continental dada en una latitud más cálida que aquella en la que se encuentra hoy. Sin embargo, el hecho de que durante algunos períodos geológicos, como el Carbonífero, transcurrido entre los 345 y 280 millones de años atrás, se depositaran lechos carboníferos en todo el mundo constituye un testimonio menos ambiguo.

No hay explicación universalmente aceptada para las temperaturas más elevadas del pasado. Las causas más probables, sin embargo, convergen en la deriva de continentes y los cambios en la composición atmosférica. Las variaciones en la distribución de los continentes pudieron influir de forma destacada en el clima, pues modificarían la configuración de las circulaciones atmosféricas y oceánica. Así, hace 100 millones de años, el Océano Artico formaba parte del Pacífico. Los vientos y las corrientes oceánicas que se producían podrían haber mantenido el Artico libre de hielos. Al cerrarse el Estrecho de Behring, la congelación del Océano Artico pudo desencadenar la presente fase de climas terrestres más bien fríos.

Otra posibilidad: que la atmósfera albergara mucho más dióxido de carbono del que contiene ahora. De todos los gases, el dióxido de carbono es el que, con mayor verosimilitud, pudo haber desempeñado este papel si tenemos en cuenta las grandes cantidades que almacenan depósitos superficiales de donde, en teoría, pudo haberse desprendido a la atmósfera. Si la atmósfera contuviera de 100 a 1000 veces más dióxido de carbono del que contiene ahora, la reemisión de radiación infrarroja debida al dióxido de carbono, junto con la debida a la mayor cantidad de vapor de agua en una atmósfera más caliente, habría mantenido la temperatura en superficie 20 a 30 grados Celsius por encima de la que ostenta hoy. Ahora bien, puesto que el dióxido de carbono de la atmósfera actual está en equilibrio con los compuestos de carbono disueltos en el océano y almacenados en los sedimentos oceánicos, esta hipótesis implica la existencia de importantes diferencias entre la composición del océano hace 100 millones de años y la nuestra. No disponemos de datos sobre las composiciones ni de la atmósfera ni del océano en el pasado remoto para apoyar o rechazar esta hipótesis.

Los mecanismos impulsores descritos hasta ahora varían lentamente y estimulan respuestas de igual lentitud. No obstante, va quedando claro que no todos los cambios de clima son graduales. Cuando un gran meteorito choca con la Tierra o se produce una fuerte erupción volcánica, se inyectan en la atmósfera cantidades considerables de polvo y de gases condensables. Las partículas pesadas caen rápidamente, pero las más ligeras, elevadas a la alta atmósfera, permanecen allí años, afectando la absorción de radiación solar y la emisión de radiación infrarroja. Las consecuencias para la atmósfera, el océano y la biosfera pueden ser importantes. Por ejemplo, el polvo inyectado en la atmósfera por el impacto de un gran cuerpo meteorítico pudo producir la extinción en masa de organismos al final del período cretácico, hace 65 millones de años. De la misma manera, las tendencias al calentamiento o en-



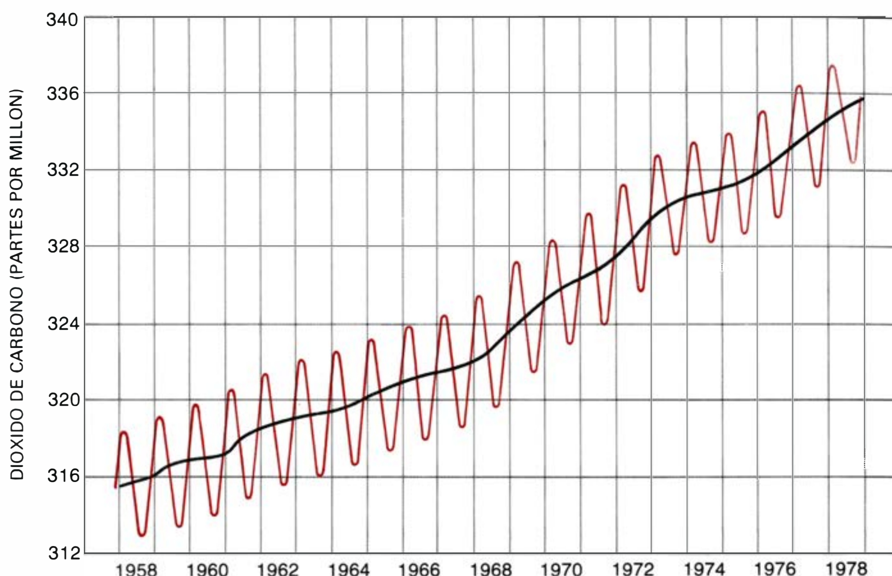
8. SE CARACTERIZABA EL CLIMA DEL PASADO REMOTO por temperaturas medias globales más elevadas que las que se registran hoy. De un paleotermómetro se toma la relación de oxígeno 18 a oxígeno 16 en los sedimentos formados por conchas de los animales marinos microscópicos llamados foraminíferos. Medidas de la relación de isótopos hechas por Samuel M. Savin, de la Universidad Case Western Reserve, muestran la tendencia hacia el enfriamiento a altas latitudes durante las postrimerías del Cretácico y el Cenozoico. Al final del Cretácico, la temperatura del fondo del océano, de cero grados Celsius hoy, se cifraba entonces en unos 12. En períodos anteriores, las temperaturas subieron bastante más.

friamiento globales observadas en el pasado reciente pueden estar correlacionadas con períodos de alta o baja actividad volcánica.

Una prueba puntual del efecto producido por los aerosoles volcánicos sobre el clima la tenemos en el calentamiento global de unos 0,4 grados Celsius que ocurrió entre 1900 y 1940. Debe observarse, sin embargo, que este calentamiento global es de escasa importancia comparado con las fluctuaciones estadísticas de las temperaturas globales y con la falsa tendencia introducida en las medidas por el crecimiento urbano en la vecindad de muchas estaciones de observación. Owen B. Toon y James B. Pollack, del Centro de Investigación Ames de la NASA, han indicado que el calentamiento pudo haberlo causado, en parte, la progresiva limpieza de la atmósfera tras un período de fuerte actividad volcánica entre 1880 y 1910. Podemos calcular la variación de la masa global de polvo atmosférico en función del tiempo, a partir de un catálogo de erupciones y estimas del tamaño de cada erupción, admitiendo un período de residencia en la estratosfera de unos dos años para las partículas (deducido de las fechas en que se registraron puestas de sol intensamente rojas después de la erupción del Krakatoa en 1883 y de las velocidades de deposición de residuos radiactivos procedentes de pruebas nucleares en la atmósfera).

Estimado el volumen total de materia que alberga la estratosfera y suponiendo el tamaño medio de las partículas y su composición deducidos en mediciones de aerosoles realizadas en la estratosfera, podemos inferir el aumento de la cantidad de radiación solar reflejada hacia el espacio. De acuerdo con esos cálculos, el efecto de las partículas sobre la radiación solar incidente es mayor que su efecto sobre la radiación infrarroja emergente. Los aerosoles estratosféricos enfrían, pues, la Tierra. James E. Hansen y sus colegas, del Instituto Goddard de Estudios Espaciales de la NASA, han usado estos cálculos y otros relativos al aumento contemporáneo en dióxido de carbono para someter a prueba su modelo climático. Y descubrieron que esos dos factores pudieron haber realmente producido el calentamiento global observado entre 1900 y 1940.

Las erupciones volcánicas recientes han recibido mayor atención por parte de los científicos. Se puede afinar más a fin de calcular en qué cuantía influyen en el clima. Se sabe ya que el volumen total de materia expulsada por un volcán no es una guía de entera confianza por lo que respecta a su efecto sobre el clima; ha de considerarse también la fuerza de la erupción y la composición de las partículas. La erupción del Monte Sta. Helena, en Washington, en mayo de 1980, fue mayor que la de El Chichón, en México, en abril de 1982, pero expulsó menos aerosoles a la estratosfera. La mayoría de las partículas expulsadas por el primero fueron grandes y sedimentaron desde la atmósfera en cuestión de semanas. Aunque la erupción de El Chichón expulsó menos materia, una mayor proporción de ella alcanzó la estratosfera, donde se quedó.



9. CONCENTRACION DE DIOXIDO DE CARBONO en la atmósfera en un punto cerca de la cima del Mauna Loa, en la isla de Hawai, medida continuamente desde 1958 por Charles D. Keeling, de la Institución Scripps de Oceanografía y de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica. El punto se eligió porque allí había poca contaminación del aire y porque el aire en esta parte del globo está probablemente bien mezclado. Superpuestas al continuo aumento del dióxido de carbono (*curva negra*) pueden verse fluctuaciones estacionales (*en color*) debidas al almacenamiento de dióxido de carbono por las plantas del Hemisferio Norte en verano y la oxidación de tejidos vegetales durante el invierno. Las fluctuaciones están dominadas por las plantas del Hemisferio Norte porque hay menos tierras en el Hemisferio Sur y menos variación estacional de la vida vegetal en el Ecuador. El aumento de CO_2 en el Polo Sur es comparable.

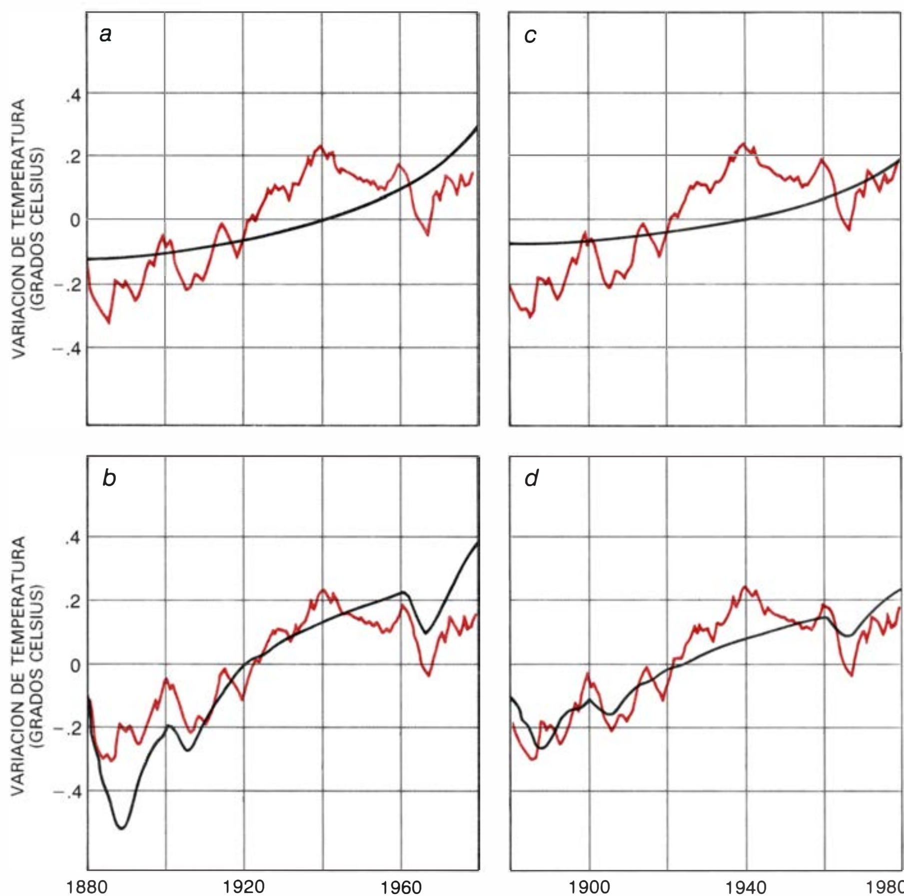
Por lo que parece, El Chichón emitió una cantidad de azufre mayor que el Monte Sta. Helena. El azufre forma dióxido de azufre, que reacciona con el vapor de agua en la estratosfera produciendo una bruma de gotículas de ácido sulfúrico. Tales gotículas, químicamente estables, tardan mucho en sedimentar desde la estratosfera. Las predicciones del efecto final de la nube de polvo de El Chichón sobre el clima son todavía provisionales, pero se espera que la nube produzca un enfriamiento global en la superficie de la Tierra de entre 0,3 y un grado Celsius.

Ante semejantes dramas atmosféricos, la especie humana, mero espectador inicial, entrará muy pronto en el reparto. El primer efecto mensurable de la actividad del hombre sobre el clima será, probablemente, un calentamiento global en virtud del incremento del dióxido de carbono atmosférico. La cantidad de dióxido de carbono arrojada a la atmósfera y al océano ha ido aumentando desde la revolución industrial como resultado de la combustión de carbón y petróleos y de la desforestación (efectos todos que conducen a la oxidación del carbono y el desprendimiento de dióxido de carbono). El valor preindustrial para dicha cantidad no se conoce exactamente, pero se ha estimado entre 250 y 300 partes por millón. La cantidad se ha venido midiendo en el aire sobre Mauna Loa, en las islas Hawai, desde 1958 por Charles D. Keeling, de la Institución Scripps de Oceanografía. En el período transcurrido entre 1958 y 1980, el dióxido de carbono atmosférico mostró una tendencia ascendente, desde 315 hasta 336 partes por millón.

Este aumento en la cantidad de dióxido de carbono corresponde, aproximadamente, a la mitad del desprendido; el océano actúa absorbiendo una gran parte del exceso. Pero resulta casi imposible medir la absorción de dióxido de carbono por el océano. En este medio, no se distribuye con la misma uniformidad que en la atmósfera; por tanto, carecerían de especial interés las

medidas realizadas en un punto, así las de Keeling, por precisas que sean. Además, la cantidad de dióxido de carbono en todas sus formas (gas disuelto, ion bicarbonato, ion carbonato y carbono orgánico) en el depósito oceánico es mucho mayor que en el depósito atmosférico, de modo que es probable que las variaciones sean menores y de más difícil detección. Por último, el océano reacciona con sedimentos de carbonatos, pensemos en las rocas calizas, que, al menos a largo plazo, actúan como sumidero todavía mayor de dióxido de carbono.

Wallace S. Broecker, del Observatorio Geológico Lamont-Doherty de la Universidad de Columbia, y otros han trabajado con modelos de la química y circulación atmosférica para estimar el aumento del dióxido de carbono oceánico a partir del aumento conocido en la atmósfera [véase "El Océano", por Wallace S. Broecker, en este mismo número]. La velocidad de absorción por parte del océano depende de la velocidad de mezcla oceánica, sea en la capa superficial, sea en la columna restante de agua. El modelo de Broecker incorporaba cálculos de la velocidad de mezcla oceánica deducidas de la dispersión de los isótopos radiactivos tritio (hidrógeno 3) y carbono 14 producidos por pruebas de armas nucleares; cómputos que demuestran que, desde la revolución industrial, ha ido a parar al océano una cantidad de dióxido de carbono aproximadamente igual a la que ha quedado en la atmósfera. El aumento total de dióxido de carbono calculado, dentro del margen de incertidumbre, es ligeramente inferior que la cantidad total de dióxido de carbono procedente de la quema de combustibles fósiles y deforestación. Las estimaciones son, en consecuencia, coherentes por lo menos.



10. NIVELES DE DIOXIDO DE CARBONO Y DE AEROSOLES VOLCANICOS: pueden ser responsables de la ligera tendencia al aumento de la temperatura global desde 1880 (*en color*). Este período se usó como ejemplo contrastador de un modelo climático (*negro*) elaborado por James E. Hansen y sus colegas del Instituto Goddard de Estudios Espaciales de la NASA. Algunas versiones del modelo (*a, c*), consideraron sólo el calentamiento debido al aumento del dióxido de carbono en la atmósfera (admitiendo que la duplicación de la cantidad de dióxido de carbono daba por resultado un aumento de temperatura de 2,8 grados Celsius). Otras versiones del modelo (*c, d*) tuvieron también en cuenta el calentamiento debido a la progresiva limpieza de la estratosfera. El aumento de temperatura desde 1910 hasta 1940 parece obedecer, principalmente, a un progresivo aclaramiento de la estratosfera durante un período de baja actividad volcánica. Los océanos moderan las variaciones de temperatura a causa de su capacidad para almacenar grandes cantidades de calor. En algunas versiones del modelo (*a, c*) se consideró únicamente la capacidad calorífica de la capa superficial, bien mezclada, de los océanos. En *b* y *d* se supuso que la parte superior del océano se mezclaba a través de la termoclina entre ella y las profundidades oceánicas.

Pertrechados ya con los cálculos relativos a la distribución del dióxido de carbono entre los océanos y la atmósfera y los concernientes al consumo previsible de combustibles, podemos extrapolar el aumento del dióxido de carbono atmosférico hasta el siglo próximo y más allá. De acuerdo con la mayoría de las previsiones del consumo de energía en el futuro, la cantidad de dióxido de carbono se duplicará hacia mediados del siglo que viene, duplicándose de nuevo, probablemente, antes de que se alcance el máximo del consumo de combustibles fósiles.

Para predecir las consecuencias del aumento extrapolado sobre el clima terrestre, se recurre a modelos matemáticos. Syukuro Manabe y Richard T. Wetherald, del Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos de Princeton, consideran que la duplicación del dióxido de carbono atmosférico (desde 300 hasta 600 partes por millón) elevaría la temperatura media global en 2,5 grados Celsius. A altas latitudes, es probable que el aumento se acerque más a los cinco grados Celsius.

Diariamente se producen fluctuaciones térmicas locales que superan los 2,5 grados, pero tal cambio en la temperatura media global es importante: la variación equivaldría a la producida entre el máximo de la última glaciación, hace 18.000 años, y hoy. Entre las consecuencias secundarias del calentamiento de la Tierra debidas al aumento en el nivel de dióxido de carbono cabría incluir una mayor fusión de los hielos polares, una subida del nivel del mar de decenas de metros y mayor precipitación a altas latitudes (compensado todo ello por un ensanchamiento de las zonas áridas subtropicales, lo que alteraría grandemente la distribución de los recursos hídricos del globo).

Como ocurre con frecuencia, los mayores interrogantes implicados en esas previsiones van asociados a las conjeturas sobre la evolución del comportamiento de la especie humana. Lo que no significa que los científicos del medio ambiente deban sentarse y esperar a verlas venir. Todo lo contrario. A medida que se van manifestando las consecuencias sobre el medio ambiente del drama humano, deberán informar de la situación real y, si llega el caso, dar la voz de alarma. Quién sabe si, a lo mejor, para el siglo que viene la humanidad ha aprendido a controlar o modificar el clima terrestre en su propio beneficio.

La biosfera

Microbios, plantas y animales no se han limitado a buscar asiento en la litosfera, hidrosfera y atmósfera; también han modelado profundamente su evolución

Preston Cloud

De todos los sistemas dinámicos que constituyen nuestro planeta, la biosfera es el último que tomó forma, el más característico y el más interactivo. Otros planetas y satélites del sistema solar tienen núcleo, manto e incluso corteza y atmósfera. Titán, el mayor de los satélites de Saturno, puede tener mares de metano líquido, y desde Marte hasta las regiones más externas del sistema solar hay muchas hidrosferas heladas. Sin embargo, sólo en la Tierra hay estructuras que se pueden replicar a sí mismas, cambiar a formas diferentes por mutación y recombinación genética y transmitir esos cambios a sus descendientes. Las estructuras dotadas de esas capacidades se dice que son vivas, y su integración, en la superficie terrestre, o cerca de ella, con la litosfera, la hidrosfera y la atmósfera, constituye la biosfera.

Estamos lejos de conocer la diversidad y capacidad de interacción de la biosfera; por no hablar de la abrumadora variedad potencial de su acervo génico colectivo. Los biólogos han catalogado hasta ahora alrededor de un millón y medio de especies animales y medio millón de lo que suele denominarse plantas (incluyendo algas, hongos y bacterias). Se descubren y se da nombre a unas 10.000 nuevas especies cada año; la mayoría corresponden a insectos, pero la cifra cobija también otras formas vivas: bivalvos abisales gigantes y numerosos fósiles del sinnúmero de plantas y animales todavía no descritos que florecieron en épocas anteriores. En realidad, y para decirlo en pocas palabras, la vida bulle. En respuesta a la variedad de los nichos ecológicos potenciales de la Tierra, con frecuencia los organismos se han diversificado de un modo rápido (en términos geológicos). Se muestra entonces la evolución en acción. El aislamiento climático y geográfico y variables a gran escala, tales como los movimientos de las placas litosféricas de la Tierra y la intensidad de la radiación solar, porporcionan las presiones de selección que orientan un proceso que de otro modo parece aleatorio.

Considérense las islas Hawai, generadas por la deriva de un placa litosférica sobre un "punto caliente", una corriente de convección ascendente del manto. Kauai, al noroeste, formada cuando se inició la deriva, tiene 5,6 millones de años de antigüedad; Oahu, 3,3 millones y, Maui, 1,8 millones. En el extremo sudoriental de la cadena, la isla mayor, Hawai, que todavía está creciendo, emergió hace sólo 700.000 años. En esos breves 5,6 millones de años de historia de la Tierra, los descendientes de algunas moscas del vinagre que migraron por azar a las nuevas islas se han diversificado tanto que se encuentran allí, y sólo allí, el 25 por ciento del total mundial de las aproximadamente 2000 especies de *Drosophila*. En ese mismo período evolucionaron en los valles aislados que descienden las laderas volcánicas de la cadena de islas más de 1000 especies distintas de caracoles terrestres. Y una nueva familia de aves, la de los Drepánidos, que cuenta con unas dos docenas de especies, surgió de antepasados desconocidos parecidos a pinzones, arrastrados hasta las islas por algún viento casual.

Sin embargo, en la larga historia de la biosfera, el acontecimiento más importante, con mucho, fue la aparición y la diversificación inicial de la vida: los inicios de la interacción biosférica con la superficie de la Tierra. No me detendré en la fascinante diversidad y complejidad de las estructuras vivas de la Tierra o en su evolución detallada. El énfasis del artículo gravitará en los mecanismos de largo alcance por los que la vida ha modificado la historia y las características superficiales de nuestro mundo y, a su vez, ha sido modificada durante los 4000 millones de años transcurridos desde que la superficie del planeta se hizo habitable por primera vez.

Pocos lugares de la superficie actual, subyacentes algunas decenas de metros o por encima de ella hasta unos 10 kilómetros de altura, son tan cálidos o tan fríos, tan secos o tan contaminados, tan expuestos a la radiación ionizante que no se sienta allí el latido de la vida. No siempre fue éste el caso. Ni tampoco la obra principal de la biosfera la realizaron quienes hoy son sus constituyentes más conspicuos: las plantas y animales pluricelulares comunes del campo, el río y el mar. En el curso de la historia de la biosfera, sus miembros más influyentes, desde el punto de vista geoquímico, han sido siempre los del reino microbiano, las humildes y morfológicamente simples, pero bioquímicamente diversas y adaptables masas de los diminutos.

La interacción de la biosfera, la hidrosfera y la atmósfera entre sí y con la corteza externa de la Tierra es universal y continua; ciclos contenidos en ciclos, implicados a su vez en otros mayores. Animales como las lombrices de tierra, las hormigas, los topos y las tuzas labran el suelo hasta que sus propios restos son reciclados por las bacterias de la putrefacción y otros descomponedores. Al mismo tiempo, otros agentes biosféricos, entre los que se

1. GRAN ARRECIFE BARRERA, en las cercanías del cabo Melville (*arriba a la izquierda*), en Australia nororiental, en una imagen tomada por el satélite Landsat. El arrecife es un ejemplo vívido del modo en que los procesos de la biosfera interaccionan a gran escala con los de la litosfera, hidrosfera y atmósfera. La actividad de distintos tipos de organismos, en especial corales y algas, ha construido este rompeolas natural de 2000 kilómetros que se extiende desde el trópico de Capricornio, hacia el norte, hasta el estrecho de Torres, frente a Nueva Guinea. El arrecife corre paralelo a la costa de Queensland, a distancias que van de los 15 a los 150 kilómetros, y las aguas que se extienden entre el arrecife exterior y la costa albergan muchas otras estructuras arrecifales. La región ilustrada abarca unos 60 kilómetros de anchura.



cuentan simbiontes animal-vegetal tan raros como los termes y sus consortes bacterianos del intestino posterior, reciclan buena parte del reino vegetal, engrosando simultáneamente el contenido atmosférico de metano y dióxido de carbono. Cada año, las plantas vivas transfieren a la atmósfera unas 400.000 toneladas de volátiles orgánicos, algunos de ellos enriquecidos en metales.

Un tercio de los elementos químicos se reciclan por vía biológica, y hay organismos vivos capaces de concentrar elementos relativamente escasos muy por encima de su abundancia media. Todos los organismos utilizan y reciclan no sólo hidrógeno, oxígeno, carbono y nitrógeno, sino también fósforo, azufre, calcio, potasio, magnesio, sodio, hierro, manganeso, cobalto, cobre y zinc. La mayoría se sirven del cloro y explotan una docena más de otros elementos para determinadas funçiones biológicas. Los procesos biológicos son responsables de las concentraciones masivas en la corteza terrestre de silicio, hierro, manganeso, azufre y carbono. Y vemos microbios que medran en presencia de sustancias tan corrosivas como el ácico sulfúrico, ácido carbólico y sulfuro de hidrógeno, cuando no a expensas de ellas.

La meteorización de las rocas, la formación del suelo y muchas rocas sedimentarias son importantes productos parciales de procesos biológicos microbianos y de otros tipos. El oxígeno de la atmósfera procede, de forma abrumadora, de la fotosíntesis de las plantas verdes, que también agregan carbono a los suelos y los sedimentos. Los animales domésticos que producen aminoácidos esenciales para la nutrición humana no podrían sobrevivir sin sus bacterias digestivas; tampoco nosotros. Y muchas de las plantas que los animales comen dependen de la actividad fijadora de nitrógeno que llevan a cabo las bacterias y sus primas hermanas, las algas cianofíceas o proalgas, restos de la historia más temprana de la Tierra. La biosfera afecta de forma profunda y penetrante al resto de la superficie terrestre y, a su vez, responde sensiblemente a las retroacciones procedentes de otras esferas de actividad.

La aparición de la vida supuso, por tanto, una innovación espectacular sobre el yermo planeta prebiótico, e introdujo un proceso geológico sin precedentes y de largo alcance. Aunque no puede determinarse con seguridad en qué momento exacto y de qué modo apareció la vida sobre la Tierra, la conjetura se halla hoy limitada por las pruebas de fuentes abióticas probables para las primeras macromoléculas orgánicas no vivas y los procesos autocatalíticos que pudieron haberlas organizado en componentes de las células primordiales. Lo que puede decirse con cierta seguridad es que las formas vivas iniciales del planeta eran bioquímicamente simples, unicelulares (o no celulares), probablemente de forma esferoidal y dependían de nutrientes extracelulares. Si fósiles de tales objetos llegaran a encontrarse algún día, quizá no podrían distinguirse, desde el punto de vista morfológico, de objetos similares de origen no biológico.

También puede estimarse, dentro de ciertos límites, cuándo y bajo qué condiciones empezó la protobiosfera, e incluso reconstruirse algunos elementos de su posterior historia e interacciones con el mundo no biológico. Los testimonios de procesos biosféricos en la historia de la Tierra pertenecen al amplio campo de la biogeología. Sus datos comprenden los restos de los microorganismos encontrados, estructuras sedimentarias producidas por sus actividades, geoquímica y composición isotópica de elementos significativos desde el punto de vista biológico y biogeoquímica de sustancias y productos orgánicos. Los dos hitos principales y más antiguos se encuentran ambos en Australia occidental. Uno de ellos, cerca de un lugar tan aislado que se denomina North Pole, se halla en rocas de alrededor de 3500 millones de años de antigüedad (el grupo Warrawoona), en forma de estructuras sedimentarias, biogénicas por inferencia, llamadas estromatolitos (y de microfilamentos que, sin embargo, pueden no ser contemporáneos de los sedimentos que los incluyen). El segundo hito, de estratos de 2800 millones de años de edad del grupo Fortescue, también en Australia occidental, contiene la paleomicrobiota fósil más antigua que yo creo convincente, tanto por su naturaleza biogénica como por su contemporaneidad con las rocas donde se alberga.

Un tercer hito se halla firmemente plantado en rocas silíceas de ópalo de 2000 millones de años de edad, en la orilla septentrional del lago Superior. Pertenecen a la formación Gunflint Iron, que contiene gran variedad y abundancia de fósiles microbianos, demostrablemente biogénicos e inequívocamente contemporáneos, que se comparan favorablemente con las microfloras modernas más ricas. De hecho, la microbiota de Gunflint contiene los más antiguos fósiles conocidos donde se aprecie una clara diferenciación entre dos o más tipos de células.



2. LA ROCA SEDIMENTARIA MAS ANTIGUA, en la región de Isua, en Groenlandia; se depositó hace unos 3800 millones de años. Esta muestra procede de lo que se llama una formación de hierro en bandas (aunque carece del color rojizo que se encuentra en las listas alternantes oscuras de otras rocas de este tipo). Las listas son capas finamente estratificadas, actualmente plegadas y estiradas. Formaciones así se contaban entre los "sumideros" de oxígeno responsables de que este gas escaseara, o faltara del todo, en la primitiva atmósfera terrestre. El bandeado rítmico, junto con una relación de isótopos de carbono reminiscente de procesos biológicos, sugiere que pudo registrarse ya actividad de organismos microbianos.

Un microfósil filamentoso común se parece mucho a cianofíceas de agua dulce actuales del género *Nostoc*. Otras se parecen a bacterias en división. Su presencia en esta formación, junto a su semejanza a organismos vivos, supone una continuidad de funciones biológicas desde hace 2000 millones de años hasta hoy.

Los registros más antiguos de vida microbiana son menos concluyentes. El del grupo Fortescue, de 2800 millones de años de edad, consta de cadenas filamentosas de corpúsculos parecidos a células, que no presentan diferenciación celular pero que, por lo demás, recuerdan ciertas cianofíceas actuales. Las rocas de Warrawoona, de 3400 a 3500 millones de años de edad, de la localidad en la que se recolectó el mejor material, presentan tres conjuntos distintos de fracturas postdeposicionales, han sufrido cambios en su estado químico inicial y están muy infiltradas por hierro secundario. Las formas microbianas mejor conservadas y más abundantes en estas rocas se parecen a los pedúnculos planos y retorcidos de nuestra bacteria del hierro *Gallionella ferruginea*. Las pruebas de que su edad coincide con la del sedimento donde se encuentran no son convincentes. Sin embargo, en rocas de edad estimada igual que la de las que contienen esta microflora existen estructuras estromatolíticas laminadas y ondulantes, pseudocolumnares y cupulares como las que se forman hoy en aguas someras por acción de colonias de algas cianofíceas. Estos estromatolitos muy antiguos son presuntos indicios (no pruebas) de presencia microbiana en la época de Warrawoona, quizá de los progenitores de ulteriores algas cianofíceas o sus primos bacterianos.

Indicios más indirectos de un hito anterior se encuentran en sedimentos carbonáceos de la región de Isua, en Groenlandia sudoccidental. El índice de isótopos de carbono de esas rocas de 3800 millones de años de edad muestra escasez de carbono 13 con respecto al carbono 12, un isótopo más ligero, lo que constituye una manifestación común de actividad biosférica. Sería coherente con esos datos postular la presencia de vida en época tan temprana. No obstante, el fraccionamiento observado no permite concluir cuál fue su origen. Pudo ser obra de organismos fotosintetizadores aerobios o anaerobios, de bacterias asimiladoras de metano (metanógenas) o quizá de algún proceso no biológico.

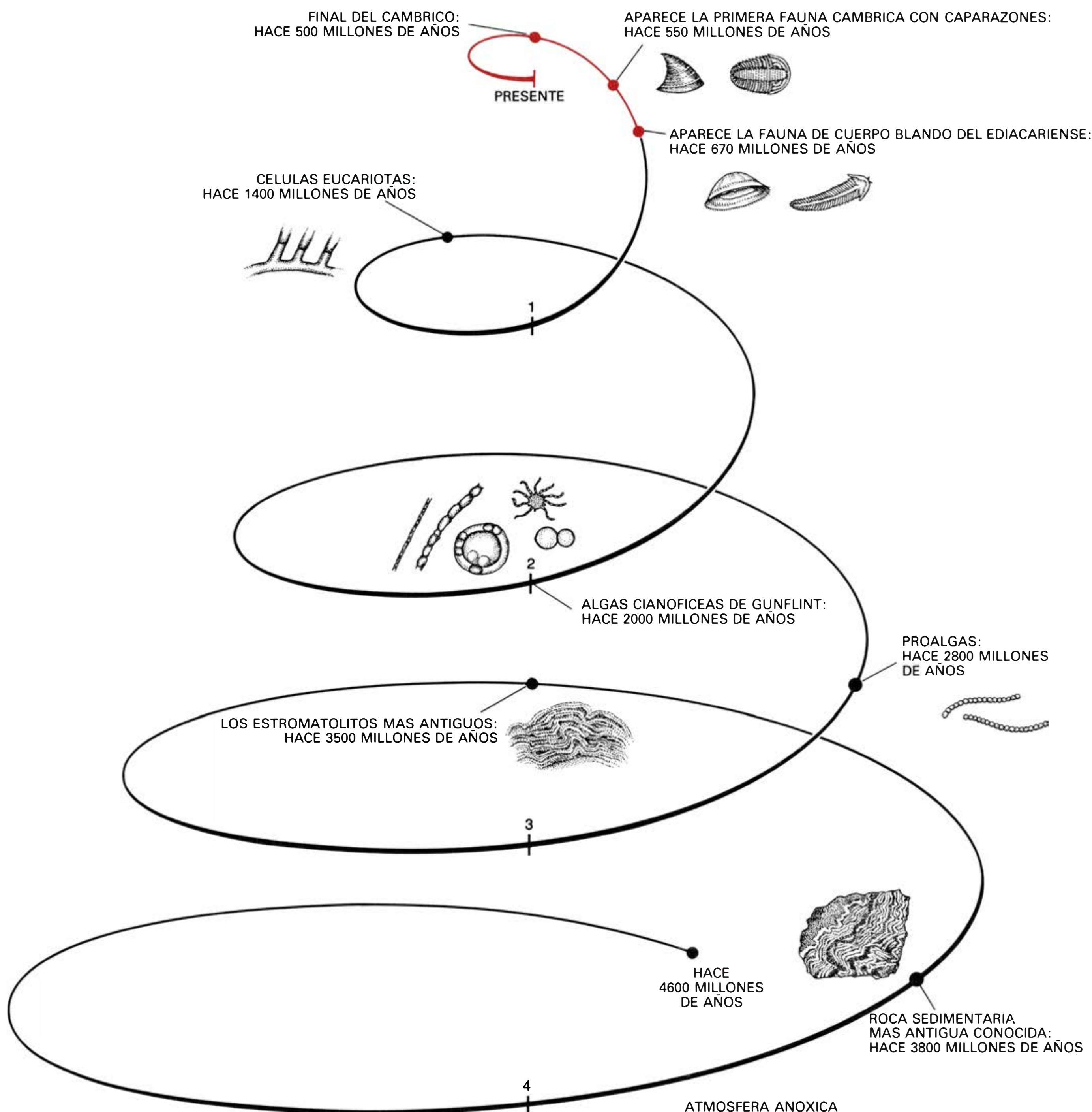
¿Cuál era el ambiente terrestre en esos tiempos primitivos? De momento no se han encontrado en la Tierra rocas más antiguas que las de Isua, aunque se conocen rocas mucho más antiguas en la Luna y en forma de meteoritos pétreos. Sin embargo, considerando los indicios de una elevada tasa de bombardeo meteorítico y cometario a todo lo largo de la historia temprana del sistema solar, puede inferirse con seguridad que hasta hace 4000 millones de años la Tierra era inhóspita para la vida, tal como la conocemos. Las temperaturas iniciales de la superficie, cercanas o superiores al punto de fusión del hierro, la ausencia de atmósfera y de hidrosfera, y una radiación solar intensa contra la que se carecía de protección, son todos factores que habrían contribuido a los rigores del ambiente primordial. Sin embargo, y al igual que la vida, la Tierra evoluciona, y esas duras condiciones cambiaron.

Una interpretación libre del registro geológico. a la luz de los principios biológicos básicos, sugiere el siguiente ambiente superficial para hace 3800 millones de años. La atmósfera que se estaba desarrollando por aquella época era anóxica: carecía de oxígeno libre permanente. Sus gases principales eran, probablemente, dióxido de carbono, nitrógeno, vapor de agua, monóxido de carbono y quizá sulfuro de hidrógeno. Posiblemente también hubiera trazas de hidrógeno, ácido clorhídrico, amoníaco y metano. No había fuentes primarias de oxígeno, ni de oxígeno molecular ordinario (O_2), ni de oxígeno atómico (O) ni de ozono (O_3). Cualquier cantidad efímera de oxígeno libre que se formara por descomposición fotolítica del vapor de agua y del dióxido de carbono se consumía rápidamente por recombinación química, por los gases reducidos expulsados desde el interior de la Tierra y por varios otros sumideros de oxígeno. La hidrosfera que se iba desarrollando debió ser salada, aunque probablemente menos salada que los mares modernos, a resultas de la dilución por agua de origen cometario. Las antiguas rocas sedimentarias de Isua aseguran que la temperatura superficial media del planeta, en la época más antigua de la que tenemos registros geológicos, estaba por encima de la temperatura de congelación del agua y por debajo de su punto de ebullición. El enfriamiento que sugiere el "sol primitivo débil" de los astrónomos se hallaba presumiblemente contrarrestado por el efecto de "invernadero" debido al dióxido de carbono, al vapor de agua y al amoníaco atmosférico.

¿Cómo pudo surgir la vida en un escenario como éste? Para ello se requie-



3. ESQUISTO ROJO, al que se le calcula una antigüedad de 2000 millones de años. Descansa sobre granitos cámbricos cerca del lago Cambrien, en Québec, granitos de unos 2500 millones de años de edad. Constituye uno de los "lechos rojos" más antiguos conocidos, y subyace a las formaciones de hierro bandeadas más recientes. Los lechos rojos marcan una transición desde condiciones esencialmente anóxicas hasta la inauguración de una atmósfera en la que siempre había algo de oxígeno disuelto en ella.



4. ESPIRAL ASCENDENTE que representa, de forma esquemática, las fases más tempranas de la historia biogeológica de la Tierra, que comienza poco después de formarse el sistema solar, hace unos 4600 millones de años. El planeta resultaba entonces inhóspito para la vida, y de ese tiempo no queda registro geológico directo. Hace unos 3800 millones de años, la atmósfera en formación debió estar compuesta sobre todo de dióxido de carbono, vapor de agua, nitrógeno, monóxido de carbono, sulfuro de hidrógeno e hidrógeno. No había oxígeno libre, o era despreciable y transitorio. La temperatura de la superficie sólida de la Tierra había ya bajado desde el punto de fusión del hierro hasta una temperatura media situada entre el punto de ebullición y el de fusión del agua. Aunque el joven Sol brillaba con sólo el 60 al 70 por ciento de su intensidad actual, el "efecto invernadero" de una atmósfera rica en dióxido de carbono permitía un régimen de temperaturas capaz de mantener la vida. Unos 300 millones de años más tarde aparecen ciertas estructuras sedimentarias denominadas estromatolitos; se parecen a depósitos formados en la actualidad por la actividad fotosintética y de aglomeración de sedimentos de las algas cianofíceas. Cerca de 700 millones de años después, quedaban atrapadas en rocas sedimentarias depositadas en lo que hoy es Australia occidental diminutas estructuras filamentosas, microbianas según todos los indicios, que corresponderían, quizás, a proalgas. Hace unos 2000 millones de años, ya en la tercera vuelta de la espiral, geles de sílice que se acumulaban en una formación ferrosa del lago Superior atrapaban filamentos, células y estructuras más complejas indiscutiblemente microbianas. Algunas muestran dos o tres tipos celulares similares a la cianofícea actual *Nostoc*, un procariota típico. (Las células procariotas carecen del núcleo diferenciado característico de las células eucariotas, que son las unidades básicas constituyentes de todas las formas de vida superiores.) Para entonces se estima que el contenido en oxígeno de la hidrosfera y de la atmósfera había alcanzado alrededor del 1 por ciento de su nivel actual, lo que permitió que se desarrollara una tenue pantalla de ozono que actuó de escudo protector de la superficie de la Tierra frente al impacto de las longitudes de onda ultravioleta, perjudiciales para los organismos. Las células claramente eucariotas aparecen en el registro fósil de hace unos 1400 millones de años. Su presencia viene anunciada por un aumento generalizado del diámetro medio de las células. Hace unos 670 millones de años aparece en el registro fósil de los depósitos sedimentarios de las colinas de Ediacara, en el sur de Australia, un grupo notable y diverso de animales acuáticos de cuerpo blando, los primeros metazoos conocidos. Su carencia de cubierta alguna en forma de concha sugiere que el nivel de oxígeno era entonces de alrededor del 7 por ciento del nivel actual. Su aparición señala el fin de las divisiones más antiguas del tiempo geológico y el comienzo del eón actual, el Fanerozoico. Se trata del período de vida animal manifiesta, no críptica: aparece en color en la quinta y última vuelta de la espiral. En los sedimentos del Cámbrico, depositados hace de 550 a 500 millones de años, se conservan fosilizados metazoos de cuerpo blando y provistos de caparazón.

re una o varias fuentes de energía, una estructura o mecanismo que sirviera de modelo para explicar la quiralidad, o asimetría de aminoácidos y azúcares, una concentración local de macromoléculas orgánicas y efectos catalíticos para acelerar y dirigir el proceso. El experimento, la observación y la reflexión apoyan el punto de vista de que la energía para las reacciones prebióticas y bioquímicas tempranas podía tomarse de la radiación solar ultravioleta y posiblemente de otras fuentes (por ejemplo, relámpagos o reacciones químicas). El modelado y la concentración de moléculas orgánicas abiogénicas pudieron verse favorecidos por las propiedades de minerales asimétricos, como las arcillas, o quizá por la luz polarizada; y los efectos autocatalíticos debieron valerse de los frecuentes ciclos día-noche de congelación y deshielo de la Tierra primitiva, que giraba rápidamente, de compuestos de hierro y magnesio, de condensaciones de deshidratación (es decir, el enlace de moléculas debido a la pérdida de agua combinada) y de la selección química. Cualesquiera que fueran los detalles, el origen de la vida debió ser un acontecimiento épico. Por lo que se desprende del registro de interacciones biosféricas, nada de lo situado en la superficie de la Tierra, o cerca de ella, sería ya nunca lo mismo.

A partir de este comienzo, tan poco prometedor y carente de oxígeno, ¿cómo pudo transformarse la biosfera inicial en la de nuestros días? La fuerza motriz central y más general fue la selección natural: una respuesta a los cambiantes desafíos y oportunidades ecológicas. Entre ellas destacaré el papel del oxígeno.

El oxígeno, esencialmente en su forma molecular, fue a la biosfera primitiva lo que, por analogía, es la energía nuclear a la biosfera de hoy: preñado de potencialidades y maldito de contradicciones. La biosfera es un gigantesco mecanismo metabólico para la captura, almacenamiento y transferencia de energía. Desempeña estas funciones metabólicas de dos maneras: la fermentación y la respiración; ambas implican la conversión enzimática de glucosa en energía a través de pasos intermedios. Un grupo de organismos, todos bacterianos, opera sólo mediante la fermentación. El metabolismo de la mayoría de los demás organismos, principalmente los que llamamos superiores pero también algunos microbios, es respiratorio. Al paso fermentativo inicial, denominado glucolisis, el metabolismo respiratorio añade el conjunto de reacciones conocidas por ciclo del ácido cítrico, que, a través del proceso de fosforilación oxidativa, aumenta la cantidad de energía generada multiplicándola por 16. En el ciclo del ácido cítrico, la glucosa se convierte en energía biológica en forma de trifosfato de adenosina (ATP).

De ello se infiere que la fermentación es la forma primitiva de metabolismo, y la respiración la forma derivada. Sólo así se explica su cuasi correspondencia con la separación de la vida en dos categorías principales, sucesivas en el tiempo y construidas a partir de tipos celulares absolutamente distintos: 1) los procariotas, que carecen de núcleo celular diferenciado y son principalmente fermentativos, y 2) los eucariotas, que poseen núcleo diferenciado y son en su mayoría aerobios obligados. Así puede también explicarse la superposición del ciclo del ácido cítrico a los comienzos fermentativos. Las algas cianofíceas son, desde el punto de vista funcional, procariotas intermedios, algunos de los cuales pueden desconectar la fosforilación oxidativa y funcionar únicamente a base de fermentación. Son las primeras plantas verdes que fotosintetizaron, y no han roto completamente sus lazos con sus antepasados bacterianos anaerobios.

Las principales fuerzas motrices que hay tras la interacción de la biosfera con la litosfera, la hidrosfera y la atmósfera son, por tanto, la producción de glucosa, por medio de fuentes externas de energía, y la conversión metabólica de glucosa en ATP, en particular a través de la vía mejorada que representa la fosforilación oxidativa del ciclo del ácido cítrico. Cuando las primitivas algas cianofíceas, o proalgas, dejaron por vez primera rastros inequívocos en forma de la microbiota de Gunflint, casi 2000 millones de años después del momento en que la vida pudo aparecer sobre la Tierra, la atmósfera sólo tenía probablemente el 1 por ciento de su nivel actual de oxígeno molecular. Ello significa, no obstante, que los sumideros de oxígeno se estaban neutralizando, y que se empezaba a acumular oxígeno en la hidrosfera, de donde escapaba a la atmósfera. A buen seguro, la fosforilación oxidativa era ya un hecho biológico por aquel entonces.

Quizá convenga aquí considerar en detalle cómo pudo enlazarse la evolución de la biosfera a las otras grandes esferas de actividad que constituyen la Tierra dinámica. Aunque los indicios son todavía desesperantemente incompletos, sí permiten formular un relato provisional y coherente de probables relaciones tempranas entre esas esferas. Además del aumento de oxígeno en la hidrosfera y la atmósfera, consideraré brevemente la evolución de la célula eucariota, que presagiaba el desarrollo, unos 700 millones de años más tarde, de los Metazoos, es decir, de los animales pluricelulares. A partir de entonces, la tectónica de placas influyó profundamente en la evolución de los Metazoos y de las plantas terrestres. Me centraré en los procesos microbianos, posteriormente asistidos por los de las algas superiores y las plantas terrestres.

Lo que verdaderamente reclama explicación no es la escasez inicial del oxígeno atmosférico, sino su abundancia final; desde una situación inicial anóxica, pasando quizá por el 7 por ciento del nivel atmosférico actual cuando los metazoos aparecieron, se aproximó al nivel actual a mediados del Paleozoico. Por lo menos algo sí está claro: dejando aparte cantidades menores de oxígeno fotolítico, el aumento del oxígeno hidrosférico y atmosférico que siguió al relleno de los principales sumideros de oxígeno dependió de la segregación sedimentaria de una cantidad equivalente de carbono. Veamos por qué. Simplificada, la ecuación de la fotosíntesis dice: $CO_2 + H_2O \rightleftarrows (CH_2O)_n + O_2$. Para crear y mantener una atmósfera terrestre rica en oxígeno, el carbono del CH_2O (o de la glucosa fabricada a partir del mismo) debe enterrarse en la columna sedimentaria más deprisa de lo que el O_2 se consume por recombinación o por oxidación de carbono previamente enterrado y de nuevos gases volcánicos reducidos, un ciclo que hoy dura sólo tres millones de años. En otras palabras, el oxígeno atmosférico es, preponderantemente, el resultado de una demora en el ciclo geoquímico de los productos de la fotosíntesis.

Puesto que los seres humanos, como la mayoría de los demás eucariotas, dependen para su energía biológica del metabolismo respiratorio que implica la oxidación del piruvato derivado de la glucosa, es razonable suponer que el oxígeno molecular es esencial para la vida. Todo lo contrario; el oxígeno es venenoso para todas las formas de vida en ausencia de los enzimas que se precisan para reducir los subproductos destructivos del metabolismo oxidativo, como el peróxido y el superóxido de hidrógeno. La naturaleza también ha tenido que espabilarse para aislar del oxígeno el núcleo y otros lugares vitales de la célula, y para diseñar rutas oxidati-

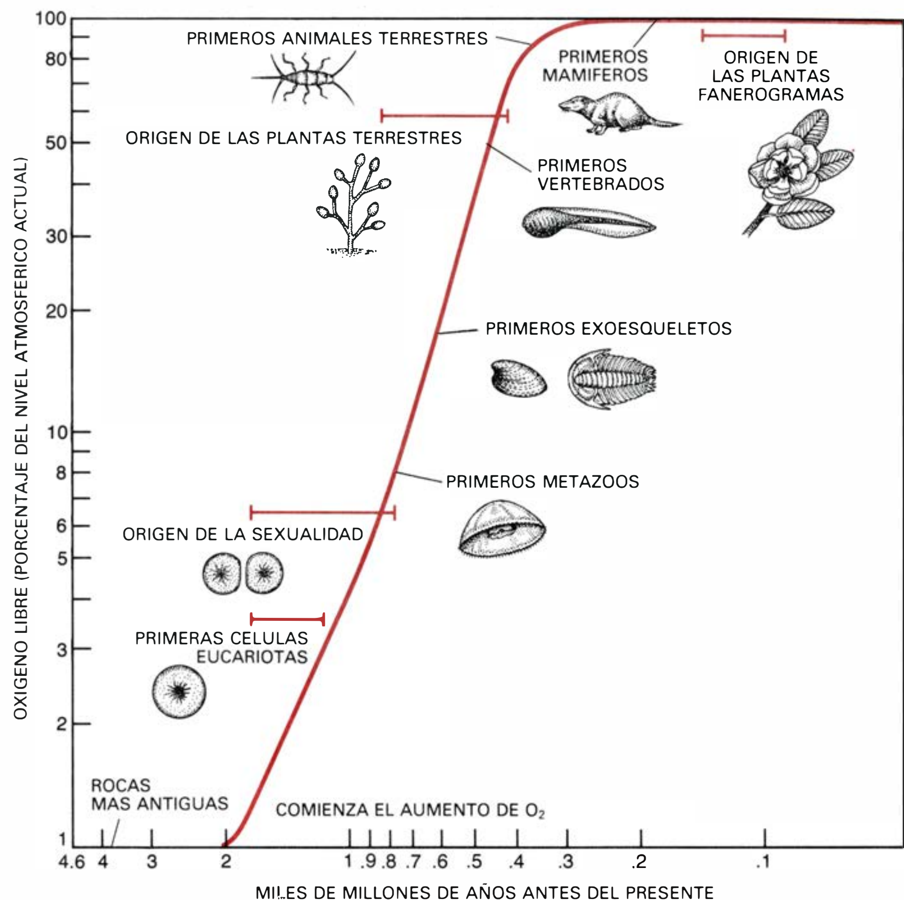
ACONTECIMIENTO	ANTIGUEDAD (10^9 AÑOS)	MANIFESTACION	OXIGENO (%)	ACONTECIMIENTOS COLATERALES Y CONSECUENCIAS
8 CONDICIONES COMPLETAMENTE OXICAS	.4	PECES GRANDES, PRIMERAS PLANTAS TERRESTRES	100	EVOLUCION BIOSFERICA HACIA EL ESTADO ACTUAL DE LA TIERRA
7 APARECEN LOS METAZOOS CON CAPARAZON	.55	FAUNA CAMBRICA	~10	COMIENZO DE LAS COSTUMBRES EXCAVADORAS; EVOLUCION SUBSIGUIENTE
6 APARECEN LOS METAZOOS	.67	FAUNA EDIACARIENSE	~7	COMIENZA EL EON FANEROZOICO; FOSILES Y PISTAS DE METAZOOS
5 PRIMERAS CELULAS EUCARIOTAS DESCUBIERTAS	1.4	CELULAS DE MAYOR DIAMETRO	>1	LOS LECHOS ROJOS PROLIFERAN, ORGANISMOS PLURICELULARES; MITOSIS, MEIOSIS, RECOMBINACION GENETICA
4 ALGAS CIANOFICEAS QUE TOLERAN OXIGENO	~2.0	CELULAS MAYORES Y DE PAREDES GRUESAS CONTENIDAS EN FILAMENTOS ALGALES	~1	METABOLISMO OXIDATIVO, PANTALLA DE OZONO; LOS LECHOS ROJOS MAS ANTIGUOS SE SUPERPONEN A LAS FORMACIONES DE HIERRO EN BANDAS MAS RECIENTES
3 FOTOAUTOTROFIA, CON PROBABLE LIBERACION DE OXIGENO MOLECULAR	>2.8	ESTROMATOLITOS, PRECURSORES DE LAS ALGAS CIANOFICEAS	<1	SE SINTETIZAN LA CLOROFILA *a* Y EL CITOCROMO *b*; FORMACIONES DE HIERRO EN BANDAS Y OTROS SUMIDEROS DE OXIGENO; EFECTO DE INVERNADERO AMORTIGUADO
2 AUTOTROFIA (¿METANOGENESIS?) (¿OXIDACION DE AZUFRE?)	>3.5	ESTROMATOLITOS, SULFATO, CARBONO LIGERO	(ANOXICO)	CONTINUIDAD BIOSFERICA
1 ORIGEN DE LA VIDA	(~3.8?)	CARBONO LIGERO	(ANOXICO)	COMIENZA LA EVOLUCION DE LA BIOSFERA

5. OCHO PASOS IMPORTANTES de la evolución temprana de la biosfera se relacionan en esta tabla, que da comienzo, abajo, con el origen de la vida en la Tierra, 3800 millones de años atrás (*1*). La fecha viene sugerida por la disminución del carbono 13 con relación al carbono 12, un isótopo más ligero ("carbono ligero" en la tabla), relación característica de los procesos biológicos. Unos cuantos cientos de millones de años después (*2*), aunque el oxígeno todavía no se hallaba permanentemente presente en la atmósfera ni en la hidrosfera, la aparición de estromatolitos sugiere que había aparecido alguna forma microbiana de organismos autótrofos. Quizá 800 millones de años después (*3*), la presencia de más estromatolitos y los restos fosilizados de lo que parecen ser cianofíceas o sus precursores llevan a la conclusión de que pudo haber comenzado la fotosíntesis y, con ella, la liberación de oxígeno; se planteaba con ello el problema de proteger la vida frente a ese elemento corrosivo. La aparición de formaciones bandeadas de hierro, cuyos sedimentos actuaron a modo de grandes sumideros de oxígeno, pudo retrasar el problema. Hace unos 2000 millones de años (*4*), la existencia de cianofíceas en cuyas cadenas de diminutas células aparecen otras de paredes gruesas, como las que en la actualidad aíslan los enzimas de la nitrogenasa del oxígeno libre, indica que en la hidrosfera se iba acumulando oxígeno y apunta hacia el metabolismo oxidativo como una ruta energética superior. Los primeros lechos rojos continentales aparecen hacia esa época, lo que supone el desarrollo de una atmósfera que contenía oxígeno de forma permanente. Desde entonces hasta hace 1400 millones de años (*5*), los eucariotas, células generalmente mayores cuyo ADN se encuentra protegido en el interior de un núcleo rodeado por una membrana, señalan la evolución de tres rasgos característicos: la mitosis (en la que los bastoncillos de los cromosomas se alinean y se dividen en un huso), la meiosis (en la que los cromosomas se dividen por la mitad con fines reproductores) y el proceso evolutivo avanzado de la recombinación genética. Hace entre 670 y 550 millones de años, los fósiles encontrados en localidades de los cinco continentes (*6*) presentan el resultado de la proliferación continuada de los eucariotas: la fauna ediacariana, constituida por animales pluricelulares acuáticos que señalan el inicio del eón Fanerozoico, en el que todavía viven todos los seres animados de la Tierra. Hace 550 millones de años (*7*) aparece en el registro fósil la fauna del Cámbrico, una sucesión a nivel mundial de organismos primitivos que incluyen los primeros (o casi primeros) invertebrados con caparazón. Se estima que el nivel de oxígeno se aproximaba al 10 por ciento del actual. Unos 150 millones de años más tarde (*8*), la probabilidad de que se estuviera alcanzando el nivel actual de oxígeno viene implícita por la presencia de peces grandes y activos en el mar y de plantas e invertebrados en tierra. Sus descendientes ocuparían todos los nichos ecológicos del planeta.

vas que funcionan mediante la extracción de hidrógeno, y no mediante la adición de oxígeno.

De hecho, el oxígeno no es esencial para el proceso biológico propiamente dicho, sino para un nivel elevado de energía metabólica. La necesidad que los organismos eucariotas tienen de oxígeno responde enteramente a la producción de la molécula básica para la transferencia de energía, el ATP. Si los procesos no oxidativos produjeran tanto ATP como los oxidativos, no habría demanda de oxígeno metabólico. Es igualmente seguro que la evolución química prebiótica que condujo a una población inicial de macromoléculas orgánicas no hubiera tenido lugar en presencia de ninguna forma de oxígeno libre. Las reacciones no hubieran funcionado y sus productos no hubieran sobrevivido. Tampoco la vida primitiva hubiera sobrevivido en presencia de oxígeno libre antes de que evolucionaran las defensas enzimáticas contra éste, excepto en condiciones de concentraciones de oxígeno tremendamente bajas y efímeras.

Estas conclusiones bioquímicas, indirectas pero bien fundamentadas, están reforzadas por testimonios geoquímicos y paleomicrobiológicos de que la Tierra estaba inicialmente libre de oxígeno. El registro fósil muestra que los pocos fósiles aceptables conocidos antes de hace unos 2000 millones de años eran formas esferoidales y cadenas filamentosas de células tan pequeñas y de tal simplicidad que obliga a considerarlas de naturaleza procariótica y, por tanto, con tolerancia limitada al oxígeno. Con la presencia de sumideros de oxígeno tan amplios como son los gases y minerales sulfurosos, hierro ferroso y gases reducidos procedentes de los extensos cinturones volcánicos arcaicos de hace 2500 millones de años y más, esos minúsculos organismos no se hallaban bajo presión selectiva alguna para adquirir defensas frente al oxígeno. De hecho, ninguna presión de tal tipo surgiría hasta el desarrollo de la fotosíntesis por parte de las algas cianofíceas, con liberación de oxígeno molecular, y hasta después de la saturación final de los principales sumideros de oxígeno.



6. ENRIQUECIMIENTO EN OXIGENO de la atmósfera originalmente anóxica de la Tierra, según se indica en este gráfico de escalas logarítmicas. La abscisa mide miles de millones de años anteriores al presente; la ordenada muestra el aumento estimado de oxígeno molecular, desde aproximadamente el 1 por ciento de su nivel actual al que tiene hoy en día. Las flechas indican la localización en el tiempo de acontecimientos clave para la evolución de la biosfera, en cuanto que están relacionados con la evolución de la atmósfera. En el caso de acontecimientos para los que existe inseguridad en la época de origen, el trazo en color indica los posibles límites. Por ejemplo, las plantas microbianas terrestres del tipo más simple pudieron haber aparecido en los inicios del eón Fanerozoico o antes, pero esporas que se han interpretado como pertenecientes a plantas vasculares verdaderas no aparecieron hasta el Ordovícico tardío, hace de 440 a 430 millones de años. A su vez, los organisms más antiguos de los que generalmente se acepta que eran plantas terrestres en el sentido moderno son de finales del Silúrico, de quizá 420 a 415 millones de años de antigüedad. Se conocen arácnidos escorpioniformes de aproximadamente la misma edad. Los insectos primitivos no aparecen hasta el Devónico medio, hace unos 380 millones de años.

La prueba paleontológica más antigua de que se estaba empezando a acumular oxígeno biológico en una hidrosfera hasta entonces anóxica, y que por tanto también se escapaba a la atmósfera, procede de la formación Gunflint Iron, de unos 2000 millones de años de antigüedad. La especie microbiana filamentosa *Gunflintia minuta* presenta ocasionalmente células engrosadas que guardan un sorprendente parecido con las células de paredes gruesas que se encuentran a intervalos a lo largo de los filamentos de ciertas algas cianofíceas actuales, como *Nostoc*. En esas especies, las células de paredes engrosadas, llamadas heterocistes, aíslan del oxígeno los enzimas que se precisan para la fijación de nitrógeno, que, de otro modo, se destruirían. Estas células carecen de pigmentos fotosintéticos y no producen oxígeno ni lo toleran. La semejanza es demasiado estricta para creerla fortuita. Los heterocistes de Gunflint significan que hace 2000 millones de años el oxígeno de la atmósfera había alcanzado niveles que superaban el que en la actualidad inactiva los enzimas nitrogenasas. Implican, además, que por aquella época, si no antes, existía algo muy parecido a las algas nostocáceas actuales. Tales organismos seguramente podían escindir la molécula de agua, y utilizarla como fuente de la energía oxidativa precisa para añadir el ciclo del ácido cítrico a un metabolismo completamente fermentativo.

¿Cómo adquirieron tal característica esas primeras algas cianofíceas, o sus predecesores? ¿Cómo lograron limitar el oxígeno libre generado como subproducto de esa actividad a niveles tolerables para los primitivos sistemas enzimáticos en los que intervenía el oxígeno? Las respuestas a estas preguntas pueden recabarse de los representantes de la media docena de géneros de algas cianofíceas modernas capaces de compaginar el metabolismo aerobio con el anaerobio. Estas especies prosperan únicamente en presencia de sulfuro de hidrógeno, un gas reductor que mantie-



7. MONTAÑAS DE GUADALUPE, en Texas, cerca de la frontera con Nuevo México; están tocadas con un gran farallón, construido por esponjas y algas. Forma parte de un arrecife, de 640 kilómetros de longitud, que se elevó gradualmente a finales del Pérmico, hace de 240 a 230 millones de años. La mayor parte de este arrecife paleozoico se halla hoy enterrado bajo sedimentos más recientes. El pico tocado de nubes, El Capitán, alcanza los 1200 m.

ne baja la presión de oxígeno ambiente. Tienen una débil tolerancia al oxígeno y pueden sustituir el agua por el sulfuro de hidrógeno como fuente de electrones energéticos. Esta fotosíntesis anaerobia produce dos átomos de azufre, en vez de una molécula de oxígeno; después, los átomos de azufre pueden convertirse en ion sulfato por acción de las bacterias del azufre.

Alguna bacteria fotosintética del azufre mutante debió ser la primera en adquirir electrones, capaces de transferir energía a las reacciones, a partir de la escisión de moléculas de agua, en lugar de moléculas de sulfuro de hidrógeno, al tiempo que conservaba su capacidad para utilizar sulfuro de hidrógeno como fuente alternativa de energía. El éxito de un tal mutante estuvo asegurado desde el momento en que su capacidad de generar y tolerar el subproducto, el oxígeno, lo hizo adaptativamente superior a los competidores microbianos exclusivamente anaerobios. Pueden imaginarse ulteriores mutaciones que llevaran a la protección enzimática frente a concentraciones superiores de oxígeno, y que conservaran (aunque en última instancia se perdiera) el acceso al sulfuro de hidrógeno como fuente energética de emergencia.

Organismos de este tipo pudieron ser los responsables de formaciones rocosas insólitas que se depositaron ampliamente en tiempos arcaicos y proterozoicos tempranos, hasta hace unos 2000 millones de años. Se trata de formaciones silíceas finamente laminadas de hierro en bandas. Bajo condiciones de práctica carencia de oxígeno, el hierro ferroso soluble pudo dispersarse episódicamente sobre extensas regiones, comportándose cual tampón de oxígeno y estimulando el crecimiento de microbios fotosintéticos productores de oxígeno de limitada tolerancia al mismo (como vemos hoy con el sulfuro de hidrógeno). Estas algas protocianofíceas, a su vez, debieron aportar el oxígeno necesario para la precipitación episódica de óxidos férricos y ferrosoférricos (hematites y magnetita) que produjeron las formaciones silíceas microlaminadas de hierro en bandas. El carácter episódico observado puede reflejar proliferaciones microbianas estacionales o afloramientos ocasionales de hierro ferroso de cuencas anaerobias, o ambas cosas a la vez. (No se está afirmando que *todas* las formaciones de hierro se hayan producido así.) Al llegar a su fin este tipo de equilibrio químico, el nivel de oxígeno de la hidrosfera habría aumentado, al igual que la pérdida de oxígeno hacia la atmósfera.

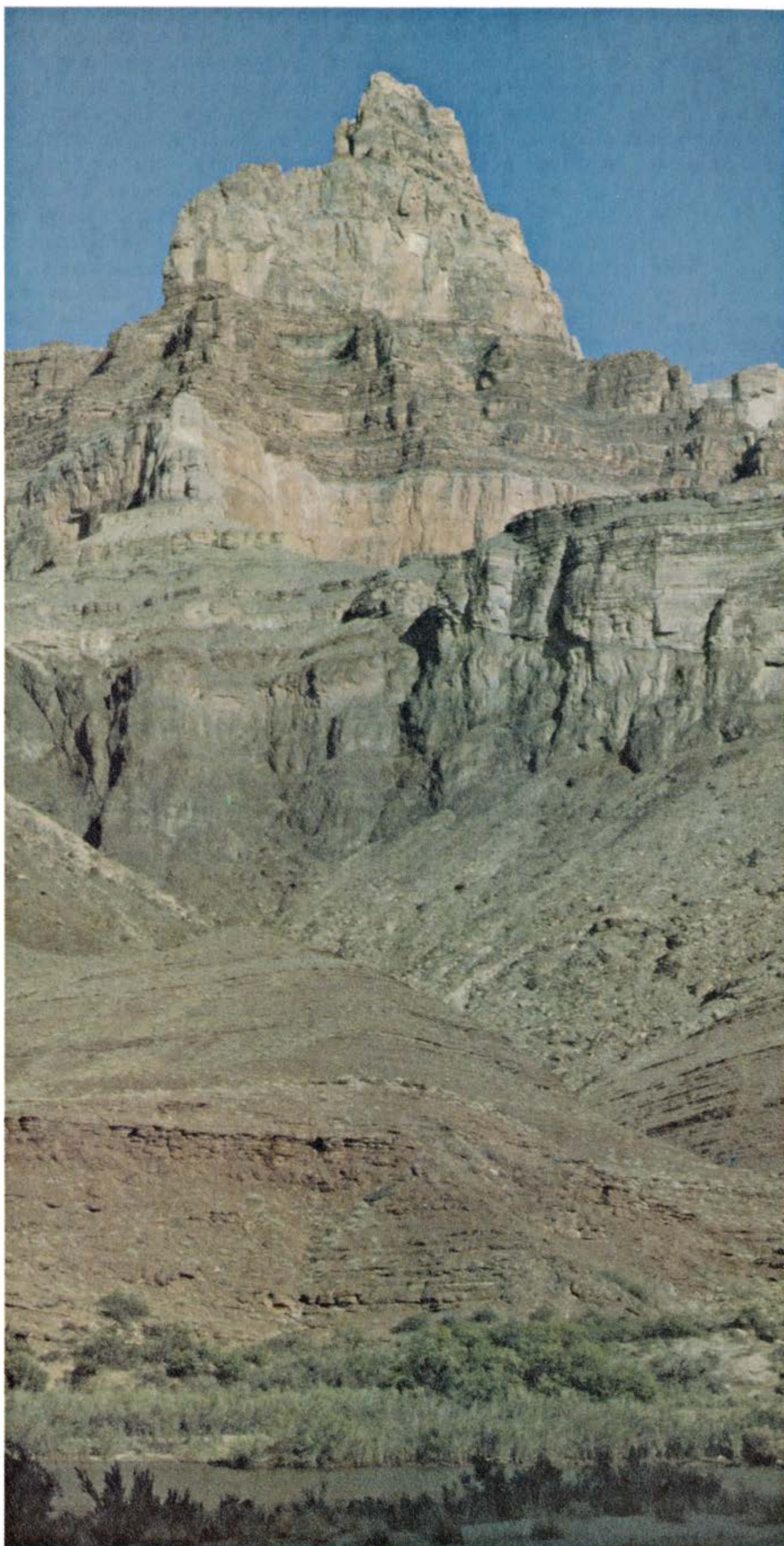
La sucesión desde una hidrosfera y atmósfera principalmente anóxicas hasta otras débilmente óxicas, hace unos 2000 millones de años, se sustenta en otras dos líneas de pruebas geoquímicas. La primera es la presencia generalizada, en arenas fluviales africanas y americanas de más de unos 2300 millones de años, de un mineral fácilmente oxidable, la uraninita. Esos extensos acúmulos en depósitos fluviales de un mineral que se oxida fácilmente hubieran sido improbables bajo una atmósfera sustancialmente óxica. La otra serie de pruebas es la práctica limitación de las formaciones de hierro bandeado a rocas de edad superior a unos 2000 millones de años. Entre las rocas que tienen menos de esa edad se cuentan los más antiguos y conspicuos "lechos rojos": arenas mayoritariamente de origen continental, coloreadas por óxido férrico. Así, las formaciones de hierro en bandas suponen una hidrosfera generalmente anóxica con episodios de oxidación; los lechos rojos suponen una atmósfera (e hidrosfera) oxidantes.

¿Cuál era el nivel de oxígeno atmosférico hace 2000 millones de años? Varias consideraciones sugieren que rondaba la centésima parte del nivel actual. Por encima de esa concentración puede formarse suficiente ozono para bloquear la radiación ultravioleta, más penetrante, del Sol. Por debajo, los anaerobios facultativos pueden pasar del metabolismo aerobio al anaerobio. La presencia aparente de eucariotas hace aproximadamente 1400 millones de años implica que antes se había alcanzado un nivel de oxígeno del 1 por ciento del actual. La uraninita en las areniscas fluviales de hasta 2300 millones de años de edad indica que por aquel entonces no se había alcanzado todavía ese nivel. En consecuencia, la obtención de un nivel de oxígeno at-

mosférico permanente por encima del 1 por ciento debe situarse entre esas dos fechas. La transición general desde las formaciones de hierro bandeado hasta los lechos rojos, hace unos 2000 millones de años, sugiere que por aquel entonces se traspasó algún nivel umbral de oxígeno. ¿Se alcanzó entonces por primera vez de forma estable el 1 por ciento del actual nivel atmosférico de oxígeno? Es muy probable.

Si el acontecimiento más importante en la evolución de la biosfera fue la primera aparición de la vida, en los puestos segundo y tercero, muy cerca del primero, figuran la aparición de la clorofila *a* como mediador de la fotosíntesis productora de oxígeno, hace algo más de 2000 millones de años, y la aparición de la célula eucariota, con su característica división celular mitótica, hace entre 2000 y 1400 millones de años. Mientras que en la célula procariota el ADN forma un cromosoma largo y único que está replegado irregularmente por toda la célula, en la célula eucariota los cromosomas son numerosos, tienen forma de bastoncillo y están protegidos en el interior de un núcleo bien definido limitado por una membrana. En el transcurso de la mitosis, los cromosomas se agrupan en un huso central y se escinden en parejas antes de la división celular. La mitosis depende de las propiedades contráctiles de la proteína actomiosina, que no puede formarse en ausencia de oxígeno. Los pasos más avanzados de la síntesis de los esteroles, ácidos grasos y la proteína fibrosa colágeno, que conducen a los músculos y a los metazoos, dependen asimismo de un nivel de oxígeno suficiente.

Pese a todo, no se conoce aún con exactitud cómo surgieron las células eucariotas ni los metazoos. Seguramente, parte de la historia del origen de la célula eucariota tenga que ver con la endosimbiosis: la absorción de un organismo por otro, dando origen a orgánulos celulares como mitocondrias y el cloroplastos. Con seguridad debieron concurrir procesos todavía desconocidos en el origen del núcleo eucariota diferenciado, la mitosis y la meiosis: la división reductora de los cromosomas para preparar la reproducción. Sin embargo, sobre el abismo que separa a procariotas y eucariotas se tiende el puente de la identidad del código genético en todos los organismos, la universalidad del ATP como molécula transferidora de energía y la regularidad de la composición en aminoácidos que presentan las proteínas de todas las for-



8. LA HISTORIA DE LA BIOSFERA, a lo largo de cerca de 2000 millones de años, se conserva en estos estratos, que se elevan hasta los 1340 metros desde el suelo del desierto. Abajo hay lechos rojos de arenisca, que se formaron en el Proterozoico superior, hace 1100 millones de años. Exactamente bajo el pico hay otros lechos rojos, formados en el Paleozoico superior, de hace 300 a 270 millones de años. En la cresta del pico hay una formación de sedimentos marinos que se acumuló cuando la región quedó cubierta por el mar, a finales del Paleozoico. El pico, Comanche Point, es una cima del Gran Cañón del Colorado.

mas de vida. Estos fenómenos universales sólo tienen sentido si reflejan un origen común.

¿Cuáles son las pruebas fósiles que indican la aparición de eucariotas hace entre 2000 y 1400 millones de años? En primer término, las células eucariotas suelen ser mayores que las procariotas. Como señalaron hace tiempo V. V. Timofeev y otros paleomicrobiólogos rusos, el diámetro medio celular de los microorganismos fósiles aumenta notablemente en rocas de edad proterozoica más reciente. James W. Schopf, de la Universidad de California en Los Angeles, ha reunido datos que indican que la afluencia de células mayores tuvo lugar hace aproximadamente 1400 millones de años, y supuso un cambio desde tamaños por lo general inferiores a las 10 micras hasta tamaños de más de 20 micras. G. R. Licari y el autor han observado diámetros celulares de hasta 60 micras en microfósiles de California oriental, que pueden tener 1300 millones de años de edad. Estas dimensiones suponen el paso, ocurrido entonces o antes, de una microflora enteramente procariota a otra parcialmente eucariota. Sin embargo, el registro geológico comprendido entre hace 2000 y 1400 millones de años, incompleto, deja abierta la posibilidad de que todavía salgan a la luz eucariotas más antiguos. Parece que los niveles de oxígeno habrían favorecido su aparición en cualquier momento desde hace aproximadamente 2000 millones de años en adelante.

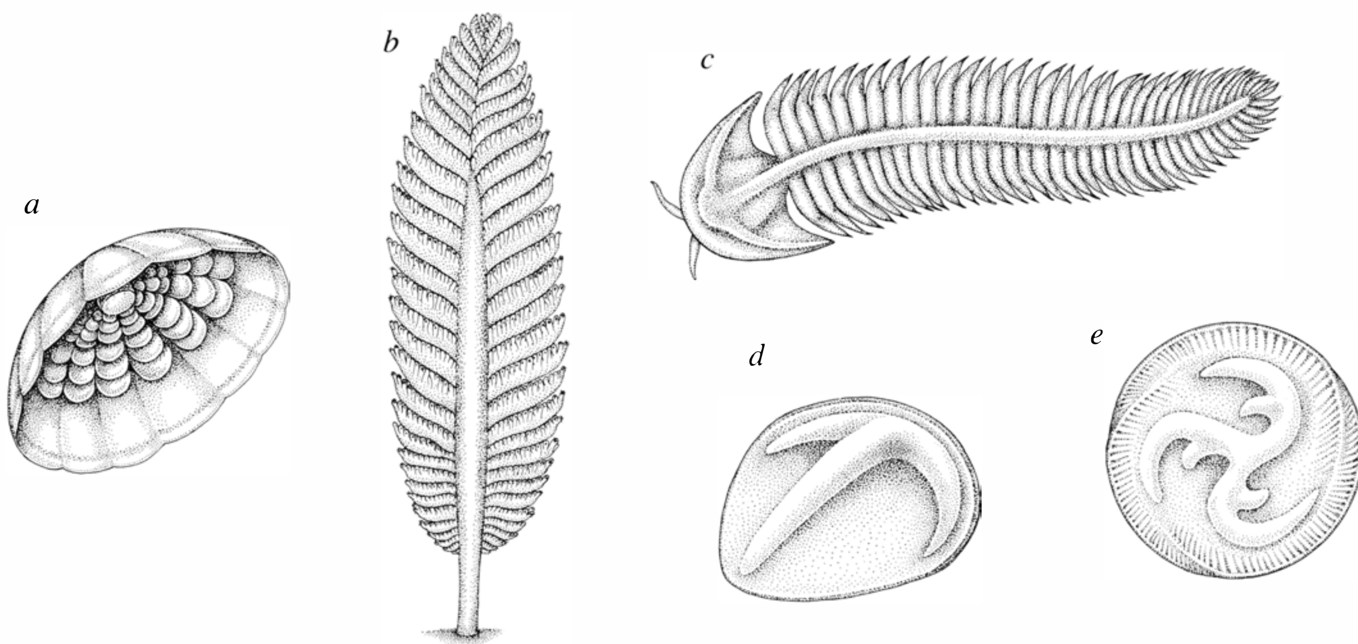
Existen por tanto pocas dudas razonables de que, entre hace 2000 y 1400 millones de años, los organismos eucariotas, probablemente algas verdes y rojas, se establecieron en la Tierra. Ello abrió el camino a la precipitación biológica de silicio, que sólo los eucariotas pueden llevar a cabo (y que es probablemente la razón por la que el silicio de las formaciones de hierro en bandas parezca haber precipitado a consecuencia de procesos químicos, y no biológicos). También satisfizo una de las dos condiciones esenciales para la evolución de los metazoos: la existencia de la célula eucariota. La otra condición a satisfacer, como ha señalado Kenneth M. Towe, de la Institución Smithsoniana, era un nivel de oxígeno libre suficientemente elevado para la fabricación de productos tales como el colágeno.

El registro de restos celulares posterior a hace unos 1400 millones de años, hasta entonces escaso, mejora de forma notable. Diríase que la evolución adquiere un ritmo acelerado. Sin embargo, hasta 700 millones de años después no aparecen los primeros organismos fósiles catalogados por todos como verdaderos metazoos; tales restos eran indígenas de los depósitos sedimentarios donde aparecieron, y se depositaron junto con los sedimentos. Se trata de los invertebrados marinos de cuerpo blando del sistema Ediacariano, que puede situarse en la parte más temprana de la era Paleozoica y del eón Fanerozoico.

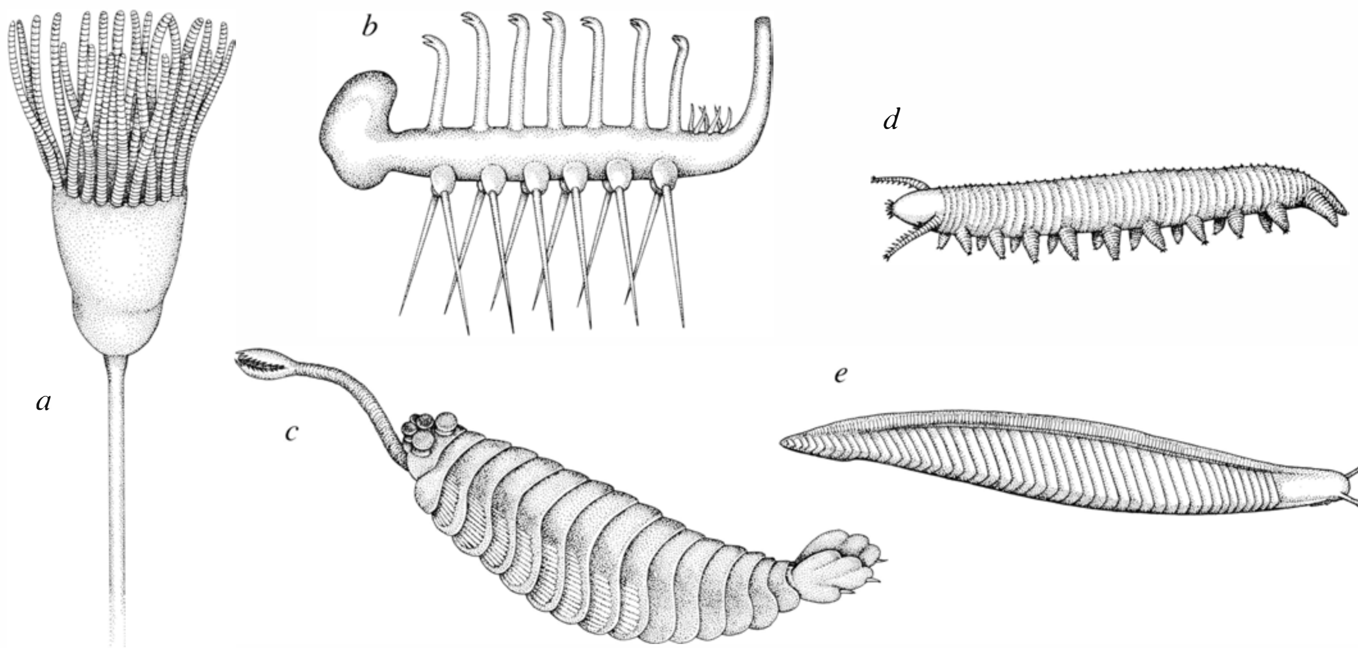
La fauna edicariana se había localizado únicamente en las colinas de Ediacara, en el sur de Australia, pero se han encontrado ya representantes de una población, incluso mayor, de fósiles de esa edad en unas dos docenas de yacimientos de cinco continentes, sepultados en rocas sedimentarias depositadas entre hace 670 y 550 millones de años. Su aparición siguió a una sucesión casi global de depósitos glaciares a finales del Proterozoico. A partir de esos comienzos, y de la vida algal contemporánea, surgió finalmente la biosfera que conocemos.

Los organismos dominantes del sistema Ediacariano, cerca del 70 por ciento del total, son celentéreos (más exactamente, cnidarios), y de ellos, las tres cuartas partes son organismos flotantes medusiformes o bien formas coloniales que recuerdan a los sinfonóforos modernos *Velella*, que derivan en mar abierto y son arrojados sobre las playas. Los restantes celentéreos son tipos coloniales que se fijaban al fondo marino como las actuales plumas de mar. Los animales no celentéreos de la fauna ediacariana eran gusanos marinos semejantes a los poliquetos modernos, algunos animales artropodiformes insólitos que carecían de caparazón y un curioso animal discoidal trirradiado que sugiere una pequeña estrella de mar desnuda.

Algunos de estos primitivos organismos, habitantes del fondo marino somero o que flotaban en la superficie del mar, dejaron pistas superficiales y huellas corporales como registro del pasado, pero no parece que ninguno de



9. ANIMALES PRECAMBRICOS, antaño sólo descubiertos en las colinas de Ediacara, Australia del sur, y que en la actualidad se han encontrado en cinco continentes. Los animales más abundantes se parecen a medusas (*a*) o a otros celentéreos modernos, como las llamadas plumas de mar (*b*). Otros, como *Spriggina*, parecen artrópodos desnudos y gusanos anélidos. *Parvancorina* (*c*) y *Tribrachidium* (*e*) no recuerdan ningún animal conocido. Su aparición señala un aumento de los niveles de oxígeno libre. Probablemente lo captaran del agua circundante mediante absorción a través de sus epitelios.



10. ANIMALES CAMBRICOS, mucho más abundantes que los de Ediacara y, por lo general, protegidos por un exoesqueleto; incluían asimismo especies de cuerpo blando que se hallan muy bien conservadas en una formación del Cámbrico medio del monte Robson, en Canadá. Por esa época habían aparecido representantes de tres nuevos tipos, en la actualidad extinguidos: el inmóvil *Dinomischus* (*a*); un carroñero que andaba sobre zancos, *Hallucigenia* (*b*), y un depredador, *Opabinia* (*c*). Un cuarto recién llegado, *Aysheaia* (*d*), se parecía al onicóforo actual *Peripatus*. Probablemente, el más avanzado del grupo, *Pikaia* (*e*), correspondiera al único representante de los cordados, el tipo que dio origen a todos los vertebrados. (Dibujos de Patricia J. Wynne.)

ellos excavara o hurgara fondo abajo. Los había bastante grandes: medusas de hasta un metro de diámetro y plumas de mar de más de un metro de longitud. Un gusano marino foliforme, la *Dickinsonia*, de casi un metro de longitud, no llegaba a los tres milímetros de grosor.

Pese a la primitividad de su carácter, los animales de Ediacara distan de constituir la fauna cuasimicroscópica que muchos paleontólogos esperaban encontrar en la base de la estirpe de los Metazoos. Pero son esos extraños animales los que cabía presumir si su evolución debía desencadenarse a partir del logro de cierto nivel crítico de oxígeno disuelto. Como han demostrado Rudolf A. Raff y Elizabeth C. Raff, de la Universidad de Indiana, las medusas y los celentéreos similares pueden obtener su oxígeno por absorción superficial a concentraciones que equivalen a sólo el 7 por ciento del nivel de oxígeno atmosférico actual. En esas condiciones, resulta ventajosa una superficie delgada, metabólicamente activa, combinada con una gran área de captación de oxígeno. Por tanto, no debe sorprender que medusas, gusanos de cuerpo delgado y artrópodos desnudos predominaran entre los animales más antiguos conocidos. Hay pruebas de que *Dickinsonia* tenía tubo digestivo y un cuerpo débilmente muscular, lo que implica que poseía asimismo un sistema interno de captación de oxígeno. El paleontólogo australiano Bruce Runnegar ha calculado que incluso esa forma pudo haber adquirido suficiente oxígeno a presiones de oxígeno disuelto muy bajas, del orden del 6 al 10 por ciento de las que hoy se dan cerca de la superficie del mar.

El hecho de que, al parecer, hubiera células eucariotas 700 millones de años antes de que surgieran los metazoos más antiguos conocidos sugiere que el acontecimiento desencadenante de la evolución de los metazoos fue el aumento acumulativo de oxígeno en la hidrosfera y en la atmósfera, hasta un valor que pudo ser del 7 por ciento de su nivel actual. Es muy probable que el desencadenamiento resultara de la presión ecológica y el aislamiento geográfico producidos por la deriva de las placas litosféricas, que en aquella época era rápida, y por los cambios climáticos concomitantes. Los primeros animales con esqueleto externo fosfatado y calcáreo se encuentran entre los fósiles cámbricos más antiguos y, en raras ocasiones, entre los ediacarianos más recientes. Las cubiertas impermeables debieron impedir la absorción superficial de oxígeno. Es probable que hubieran empezado ya a funcionar branquias y sistemas circulatorios de algún tipo, lo que aboga por un nivel de oxígeno quizá cercano al 10 por ciento del actual. Había comenzado la carrera hacia un empleo más eficaz de la energía biológica.

Los efectos retroactivos relacionados con el aumento fotosintético de oxígeno fueron de largo alcance. Además de estimular la evolución de los eucariotas y de los metazoos, el oxígeno aumentó a expensas del dióxido de carbono, tanto en la hidrosfera como en la atmósfera. Las elevadas presiones iniciales de dióxido de carbono quizás expliquen por qué predomina la dolomita sobre la caliza en los sedimentos marinos durante buena parte de los tiempos prefanerozoicos. El nitrógeno, principal gas de nuestra atmósfera, probablemente aumentara su presencia de forma gradual. Aunque podemos presumirle una alta concentración permanente. En el pasado remoto fue un nutriente biosférico vital. Carácter que conserva todavía, al tiempo que evidencia su interés como solvente casi inerte del corrosivo oxígeno.

El resto de la historia biosférica refleja la respuesta de la evolución eucariota a la tectónica de placas, al clima y al desafío ecológico de la Tierra fanerozoica en evolución. Es ya un asunto de detalle, buena parte de él bello y rico en significado. La biosfera fanerozoica, que desciende de otra casi completamente microbiana, ha tenido una larga historia de diversificación cada vez más compleja, que todavía está en marcha. ¿Dónde acabará? Porque debe acabar, aunque sólo sea cuando el Sol se expanda hasta convertirse en una estrella gigante roja, dentro de 4000 o 5000 millones de años.

Energía de la Tierra

La energía interna de la Tierra, que se manifiesta en forma de calor y movimiento, está producida por procesos radiactivos, gravitatorios y derivados de la rotación

Agustín Udías

Nuestro planeta Tierra no es un cuerpo inerte y frío, perdido en el espacio y arrastrado pasivamente por la fuerza gravitacional del Sol. Al contrario, desde el punto de vista energético, constituye un sistema activo que recibe y comunica energía al medio que le rodea. Parte de su energía la recibe del exterior, por ejemplo la contenida en la radiación solar, y parte es intrínseca a ella misma. Aquí vamos a fijarnos únicamente en la energía intrínseca. De ella, nos limitaremos a las tres formas que consideramos de mayor interés: cinética, elástica y térmica. Veremos, además, que existe un intercambio entre las distintas formas de energía. Por último, trataremos de averiguar dónde están localizados y de qué forma se producen los fenómenos energéticos en el interior de la Tierra, desde el núcleo hasta la litosfera.

La energía se expresa en unidades de trabajo, esto es, en fuerza por espacio recorrido; por tanto, en dinas centímetro (ergio) o newton metro (julio). La equivalencia entre ambas unidades es 1 julio igual a 10^7 ergios. La unidad de potencia es el vatio, equivalente a 1 julio por segundo. Derivada de esta unidad de potencia es otra unidad de energía, el kilovatio-hora; y su equivalencia con las unidades anteriores: 1 kW-h= $3,6 \times 10^6$ julios = $3,6 \times 10^{13}$ ergios. Otra unidad utilizada para expresar el consumo de energía es la tonelada equivalente del carbón (TEC) y la tonelada equivalente de petróleo (TEP), cuya equivalencia aproximada es 1 TEP $\simeq$ 1,5 TEC $\simeq 10^7$ kilocalorías $\simeq$ $\simeq 4 \times 10^{10}$ julios $\simeq 10^4$ kW-h.

Energía cinética de la Tierra

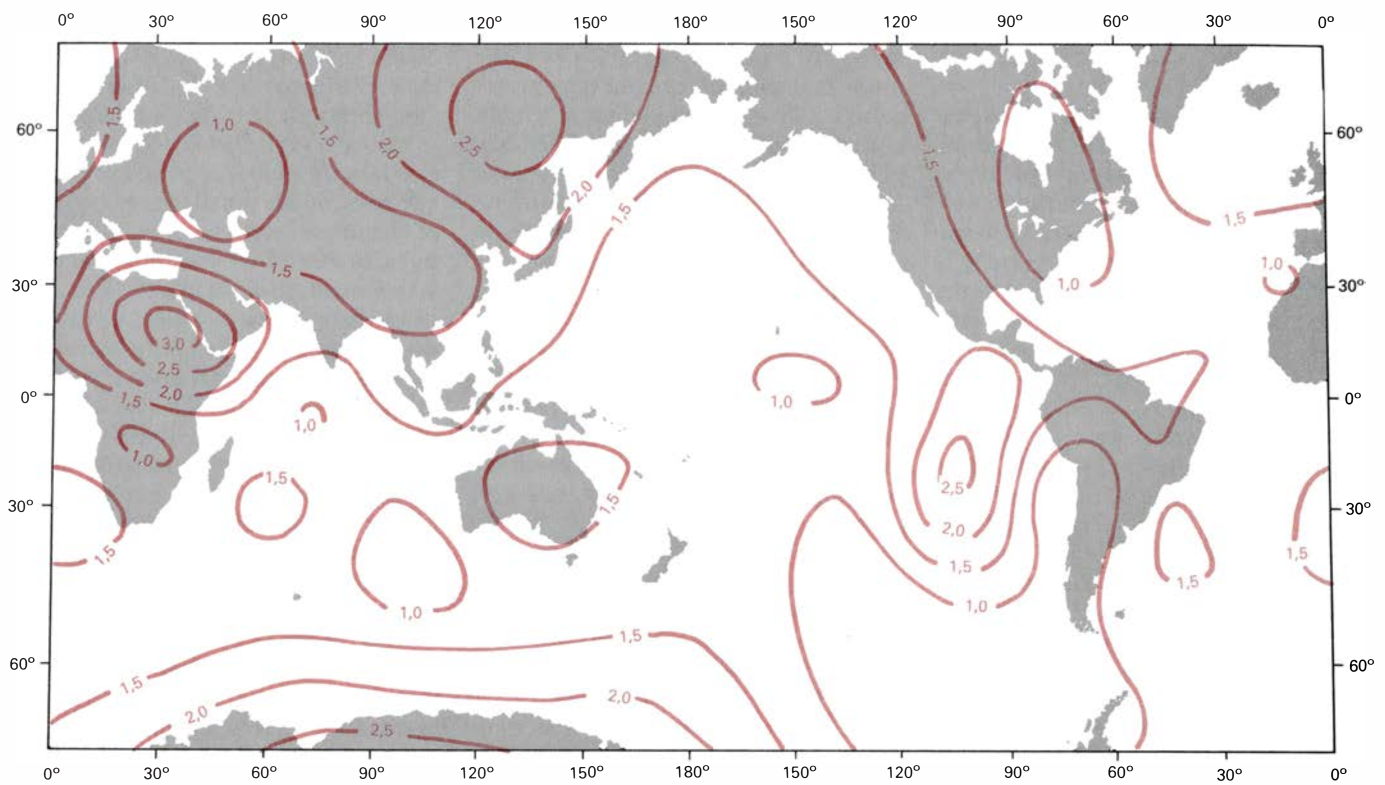
La energía cinética de la Tierra se debe al movimiento de rotación y de traslación de ésta. En una primera aproximación, podemos considerar la Tierra como una esfera rígida de 6371 kilómetros de radio y una masa de 5,97 $\times 10^{24}$ kilogramos, que gira alrededor de sí misma con velocidad angular constante y período de un día, y alrededor del Sol cada año. En ese enfoque simplificado, podemos considerar que el eje de rotación de la Tierra es perpendicular al plano de su órbita alrededor del Sol, o plano de la eclíptica. La distancia media de la Tierra al Sol es de $1,49 \times 10^8$ kilómetros; su velocidad orbital es aproximadamente 30 km/s, o 108.000 km/h. La energía cinética de un cuerpo rígido en giro viene dada por un medio del producto de su momento de inercia por la velocidad angular al cuadrado. Esto resulta para el giro de la Tierra sobre sí misma en $2,6 \times 10^{29}$ julios, o $2,6 \times 10^{36}$ ergios, y para su traslación alrededor del Sol en $3,4 \times 10^{33}$ julios, o $3,4 \times 10^{40}$ ergios.

Para apreciar el orden de magnitud de los valores obtenidos para la energía cinética de la Tierra, los compararemos con algunos casos que nos sean más familiares. Un automóvil de 1 tonelada de masa a una velocidad de 100 kilómetros por hora desarrolla una energía de 4×10^5 julios y un avión Boeing 747, con una masa de 300 toneladas que vuele a 1000 kilómetros por hora, una de 10^{10} julios. Si se toma una esfera de acero de una tonelada de masa y unos 60 centímetros de diámetro, para desarrollar una energía de 10^5 julios tendrá que girar a 1500 vueltas por segundo. El consumo total anual de energía en todo el mundo es de aproximadamente 10^{19} julios o 10^{26} ergios. La energía cinética de la rotación de la Tierra es diez órdenes de magnitud superior a ésta.

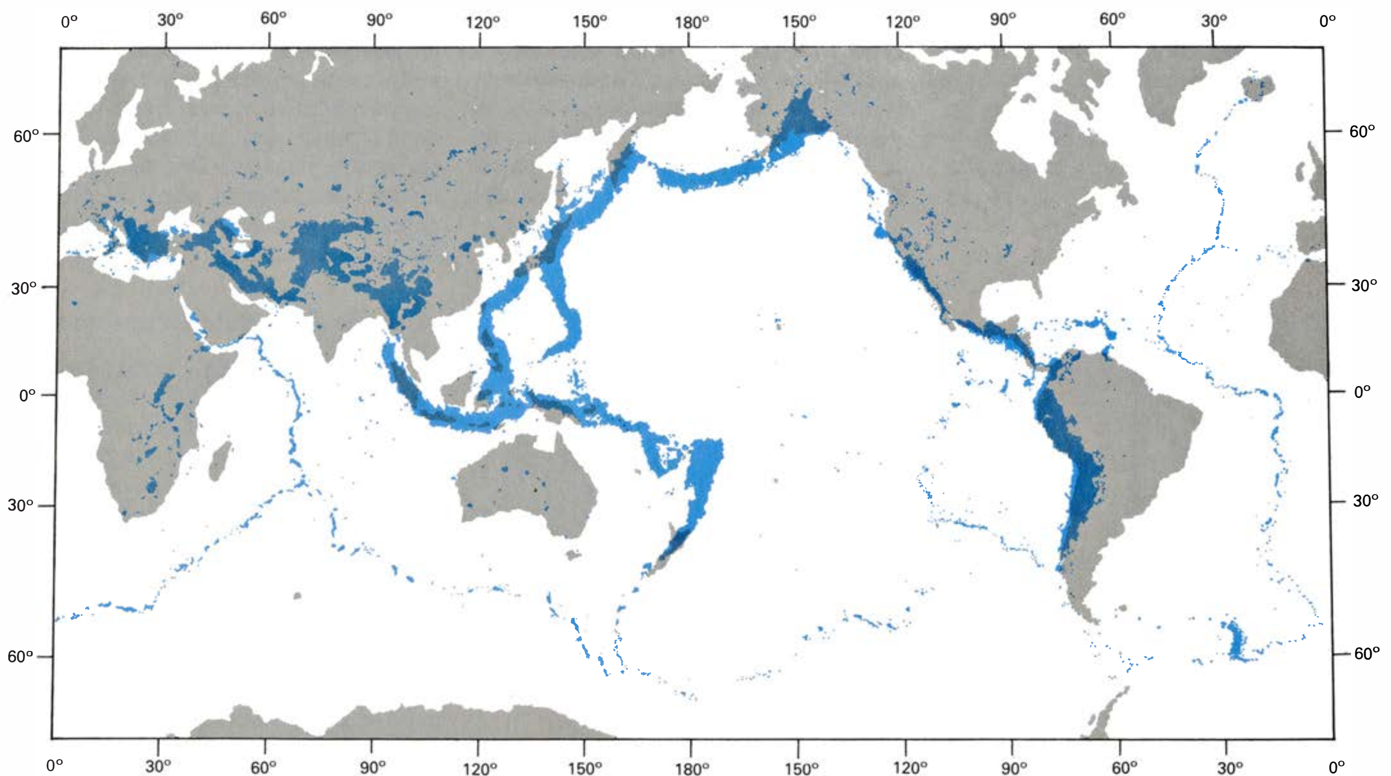
En realidad, la Tierra ni es esférica ni rígida. Su figura está achatada por los polos y abombada en el ecuador. Es deformable, y, en su giro, el plano del ecuador no coincide con el plano de la eclíptica. Estos factores, además del efecto de la atracción gravitacional del Sol y la Luna y la presencia de las envolturas gaseosa y líquida de la atmósfera y los océanos, introducen una serie de complicaciones en el problema de su giro que se han de tener en cuenta en un balance exacto de su energía cinética.

La forma de la Tierra, en un enfoque más riguroso, se acerca a la de un elipsoide de revolución, cuyos radios polar y ecuatorial son, respectivamente, de 6.356.775 metros y 6.378.160 metros y su elipticidad 1/298,247. Esta figura se explica por las fuerzas resultantes del efecto conjunto de la rotación y de la atracción gravitacional sobre un material deformable que termina adaptándose a una figura de equilibrio. Los momentos de inercia ahora son distintos para el giro en torno a ejes situados en posiciones diferentes; es máximo para el eje normal al plano ecuatorial. Si suponemos que la Tierra no es rígida, que carece de fuentes de calor en su interior y que está aislada de toda influencia externa, mecánica y térmica, aplicando el principio de conservación de energía para un cuerpo en rotación podemos llegar a las siguientes situaciones: *a*) Si la Tierra es perfectamente elástica, la suma de la energía elástica en su interior y la cinética será constante; *b*) si la Tierra gira en torno al eje mayor de inercia, su situación será de equilibrio; *c*) si sucediera una perturbación, como la producida por el choque de un meteorito, se daría un desplazamiento del eje de giro que resultaría en un movimiento armónico de éste en torno a la posición de equilibrio con un intercambio periódico entre la energía rotacional y la elástica acumulada en el interior de la Tierra; y *d*) si la elasticidad de la Tierra no es perfecta, es decir, si en las perturbaciones elásticas parte de la energía se disipa en forma de calor, el movimiento se irá amortiguando y la Tierra volverá después de un tiempo a la situación de equilibrio.

El cociente entre la energía disipada



1. MAPA GENERALIZADO a escala mundial del flujo térmico de la Tierra. Se observa que las variaciones son pequeñas, ya que las zonas de flujo anormalmente alto como las dorsales oceánicas no están representadas, debido a su pequeña extensión. Los valores del flujo térmico se pueden correlacionar, de una manera muy general, de forma inversa con el espesor y edad de la litosfera terrestre. A mayor edad y espesor de la litosfera corresponde un valor menor del flujo térmico. El número situado sobre las líneas del mapa de igual flujo representan microcalorías por centímetro cuadrado y segundo.



2. LOCALIZACION DE LOS TERREMOTOS a escala mundial. Los terremotos están alineados a lo largo de los bordes de las placas tectónicas. El número de seísmos es mayor en los bordes de convergencia de placas, por ejemplo en los arcos de islas del borde del Pacífico, borde occidental de América Central y del Sur y zona Alpino-Himalaya. En las zonas de dorsales oceánicas los terremotos están alineados a lo largo de zonas muy estrechas y en ellas todos los focos son superficiales. En el interior de las placas la actividad sísmica es muy escasa, aunque de forma esporádica se pueden dar en ella terremotos de gran magnitud. La figura representa los terremotos de magnitud mayor que 4,5 en la escala de Richter a lo largo del período 1963-1977.

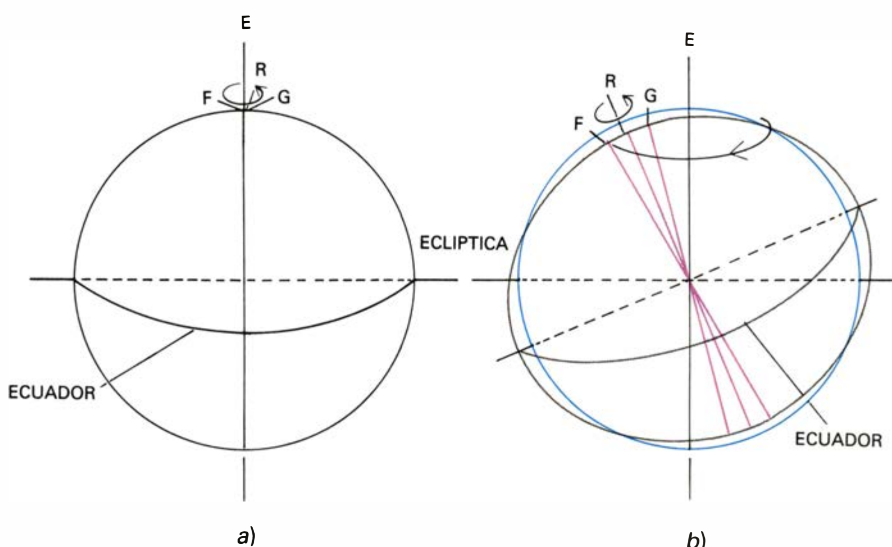
y la energía elástica total define el coeficiente de disipación específica, Q, o fricción interna. Este factor es muy importante para definir la falta de elasticidad de la Tierra, ya que no depende del mecanismo concreto responsable de la disipación de energía. La situación que se ha descrito en el apartado *d* se llama secularmente estable, ya que la energía aportada por el impacto del meteorito acaba por disiparse totalmente y la Tierra vuelve al estado de equilibrio.

Si la Tierra girase en torno a un eje que no coincidiera con el mayor de inercia, su situación sería inestable y cualquier pequeña perturbación desplazaría su movimiento, que oscilaría alrededor de la situación de equilibrio. En presencia de la disipación de energía elástica estas oscilaciones serían amortiguadas y se acabarían en cierto tiempo por alcanzar la situación estable de giro en torno al eje mayor de inercia.

La atracción gravitacional de la Luna y el Sol sobre la Tierra, unida al hecho de ser ésta deformable, produce una serie de efectos que alteran también su movimiento. En primer lugar, debido a la no coincidencia entre el plano ecuatorial y el de la eclíptica, se produce un movimiento de precesión del eje de rotación de la Tierra en torno a la normal a este último plano. Este movimiento se conoce como precesión de los equinoccios y tiene un período de 25.800 años. Con respecto a las estrellas fijas, el eje de la Tierra va girando lentamente a lo largo de un cono de 23 grados de ángulo, avanzando un minuto por año. Este efecto lo descubrió en la antigüedad el astrónomo griego Hiparco. Débese a la atracción del Sol y la Luna sobre el abombamiento del ecuador terrestre. De este movimiento resulta que, con el tiempo, el eje de rotación, y por tanto el norte geográfico, no coincidirá con la estrella Polar; dentro de 5000 años, éste se hallará cerca de la estrella Alfa-Cefei. Desde el punto de vista energético, el fenómeno se debe a una interacción gravitacional entre la Tierra y los dos astros mencionados. Si el plano ecuatorial coincidiera con el de la eclíptica, dicho fenómeno dejaría de producirse, lo que conduciría a una situación más sencilla y estable: como recuerdan Munk y MacDonald, esta empresa la describe Julio Verne en un libro poco conocido proponiendo para lograrlo el disparar un proyectil de 180.000 toneladas desde la Tierra. En su cálculo olvidó el efecto del abombamiento del ecuador, con lo que dicho proyectil sólo lograría desplazar el eje de rotación menos de una millonésima de segundo de arco y no los 23 grados necesarios.

El efecto del Sol y la Luna sobre la Tierra deformable produce el fenómeno de las mareas terrestres, deformaciones periódicas que alteran la forma de la Tierra sólida. La fricción interna causada por su falta de elasticidad produce en las mareas terrestres un efecto que conduce a la disminución lenta de la rotación de la Tierra, o aumento en la longitud del día. La disminución de la rotación implica una mengua en el momento angular y energía cinética de la Tierra. Al propio tiempo, el mismo fenómeno produce una aceleración del movimiento de la Luna, de suerte que el momento angular total del sistema se mantiene constante. La disipación de energía por la fricción de la marea terrestre se ha calculado en $2{,}7 \times 10^{19}$ ergios por segundo, de la cual se supone que sólo un dos por ciento se disipa en el manto y el resto en el núcleo. ¿Qué significa ello? Que casi la totalidad de la disipación de la energía de las mareas se produce en los procesos desarrollados en el núcleo de la Tierra, de los que hablaremos más adelante. El efecto sobre la longitud del día es muy lento; es probable que en los últimos 120.000 años ésta sólo haya aumentado en un segundo. Efecto secular que se ve enmascarado en las observaciones por cambios periódicos de la longitud del día, entre ellos uno anual de 0,5 milisegundos de amplitud.

Otro efecto de perturbación del giro de la Tierra es el conocido por nutación libre. Consiste en el movimiento del eje instantáneo de rotación en torno al eje de simetría de su figura. Por ser la Tierra deformable, el período de este movimiento, llamado de Chandler en memoria de su descubridor, es de 428 días; está gobernado por la elipticidad y rigidez terrestres y excitado por perturbaciones de origen aún no bien determinado. Además de este efecto, ha de tenerse en cuenta el de la atmósfera y los océanos. En el momento cinético angular intervienen las masas de ambas envolturas cuyo movimiento repercute en la rotación de la Tierra. El movimiento de la masa de aire de la atmósfera, por ejemplo, es responsable de un movimiento de nutación libre de período anual y de variaciones en la longitud del día también con el mismo período.



3. EJES DE LA TIERRA. Distinguimos el normal al plano de la eclíptica, *E*, el eje instantáneo de rotación, *R*, el eje de la figura, *F*, y, por último, el polo geográfico o valor medio del eje de rotación, *G*. En el esquema de la izquierda, la Tierra es esférica, el ecuador y el plano de la eclíptica coinciden así como los cuatro ejes (*a*). En *b* se representa la situación real en la que el ecuador está inclinado 23 grados con el plano de la eclíptica y se da el fenómeno de precesión del eje de rotación en torno al polo de la eclíptica. Tampoco coinciden los otros tres ejes, lo que da lugar al fenómeno de nutación libre de *F* en torno a *R*.

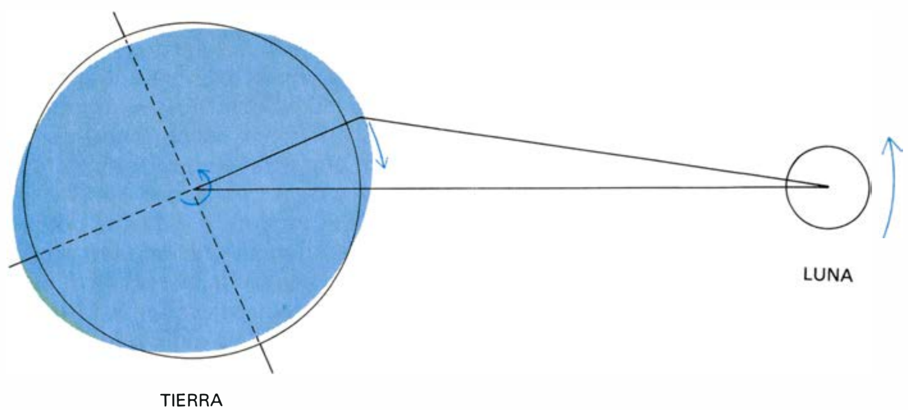
Energía elástica de los terremotos

Varias veces se ha repetido a lo largo de este número que la Tierra no es un cuerpo rígido, sino que sufre deformaciones bajo la acción de las fuerzas que actúan sobre ella. En estas deformaciones, la Tierra se comporta en muchos casos como un cuerpo elástico que recupera su forma primitiva cuando cesan las fuerzas responsables. Si la elasticidad no es perfecta, parte de la energía empleada en la deformación se disipa en calor; el cuerpo nunca vuelve a recuperar exactamente su forma primitiva. Cabe, también, que si las fuerzas que actúan superan las resistencias del material, éste se fracture relajando súbitamente la energía elástica almacenada. Para que se produzca una fractura, la rigidez del material debe ser suficientemente alta, pues de lo contrario se pro-

duciría una deformación plástica y el material fluiría en lugar de romperse. En la Tierra esta rigidez sólo se da en la parte superior de la litosfera y su fractura constituye los terremotos, la manifestación más espectacular de la energía interna terrestre.

El número de terremotos aumenta exponencialmente con la disminución de su magnitud. Usando la escala de magnitud de Richter, por término medio en un año y en toda la Tierra se dan dos o tres terremotos de magnitud 8, o mayores, unos 100 de magnitud mayor que 6 y más de 20.000 de magnitud mayor que 4. (La escala de magnitud fue propuesta por Richter en 1935. En ella los grados son proporcionales al logaritmo de la amplitud de las ondas generadas por los terremotos. Los mayores terremotos tienen magnitud entre 8 y 9.) Una sencilla relación empírica debida a Gutenberg y Richter relaciona la magnitud M de un terremoto con la energía producida en forma de ondas elásticas E_s, $\log E_s = 11{,}8 + 1{,}5\,M$. Sustituyendo en esta fórmula se obtiene para un terremoto de magnitud entre 8 y 8,5, una energía de 10^{24} ergios o 10^{17} julios. Uno de magnitud 6 genera una energía de 10^{21} ergios, es decir, se necesitan 1000 terremotos de esta magnitud para generar la energía de uno de magnitud 8.

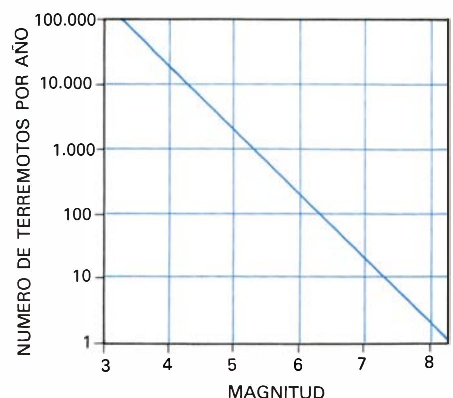
Se puede comparar la energía liberada en un terremoto y la energía liberada en una explosión nuclear. La primera prueba nuclear realizada en Bikini en el año 1946, con una potencia de unos 10 kilotones (un kilotón equivale a la potencia explosiva de mil toneladas de TNT), liberó energía equivalente a 10^{19} ergios. Una explosión de 5 megatones (un megatón es un millón de toneladas de TNT) como la de Amchitka, Alaska, en 1971, produjo una energía de 10^{23} ergios y equivale a un terremoto de magnitud 7. Si se calcula la energía total generada por todos los terremotos durante un año se obtiene entre 10^{25} y 10^{26} ergios. Se puede observar que una fracción muy grande de esta cantidad corresponde a los pocos terremotos de magnitud más alta. Esta energía de 10^{26} ergios al año corresponde aproximadamente al total del consumo de energía mundial hoy. Una estimación aproximada de todo el arsenal atómico de las grandes potencias es de 20.000 megatones, lo que equivale a una energía de 10^{27} ergios, es decir, entre 10 y 100 veces la energía producida por todos los terremotos en un año. Aunque la energía producida en un gran terremoto es enorme, el hombre ha almacenado para la destrucción una capacidad mucho mayor. La detonación simultánea de todo el arsenal atómico existente produciría la misma energía que 100 terremotos de magnitud 8.



4. FRICCION DE LA MAREA LUNAR. La atracción de la Luna sobre el abombamiento de la marea terrestre produce una disminución del giro de la Tierra y una aceleración de la traslación de la Luna.

En la antigüedad se pensó que el origen de los terremotos se debía a la salida súbita de gases calientes en el interior de la Tierra. A mediados del siglo pasado Robert Mallet establecía ya que los terremotos los producían fuerzas elásticas en el material de la corteza terrestre, bien por su aplicación súbita o por su cese o relajación. Los estudios de este autor sobre el terremoto de Nápoles de 1857 y los de Oldam del de Assam (India) en 1897, contribuyeron decisivamente a establecer que los terremotos se producían por la fracturación del material de la corteza terrestre. En 1906, a raíz del terremoto de San Francisco en el que la fractura producida se pudo seguir a lo largo de 400 kilómetros en la falla de San Andrés de norte a sur de California, con desplazamientos de hasta 6 metros, Reid expuso su teoría que se conoce como la teoría del rebote elástico. Las deformaciones elásticas se van acumulando en una región hasta que se supera la resistencia del material y se produce una fractura con el movimiento relativo de sus dos partes y relajación de las deformaciones acumuladas. Desde el punto de vista energético, la energía disipada en un terremoto tiene su origen en la energía elástica almacenada previamente en la zona donde éste se produce. El fenómeno es análogo al que se observa cuando se suelta bruscamente un muelle comprimido. Mientras se va apretando el muelle, se va almacenando energía elástica en sus espiras, energía que se disipa de forma súbita cuando se suelta, volviendo éste a estar en equilibrio. Como en el caso del muelle, la energía elástica se almacena en la Tierra de forma lenta, en un proceso que puede durar cientos de años, para relajarse súbitamente en un terremoto que sólo dura algunas decenas de segundos.

El medio en que se almacena la energía ha de poseer una rigidez suficiente para mantener esfuerzos elásticos. Si el material es muy débil, la acción de una presión lo deforma permanentemente y por sí mismo no puede recuperar su forma primitiva. Comparemos el efecto producido al ejercer una presión en un bloque de cera y de goma: el primero se deforma permanentemente; el segundo recupera su forma inicial cuando se retira la presión. Esta recuperación se realiza a partir de la energía elástica almacenada en el interior de la goma durante su deformación. En la Tierra sólo la capa más superficial, de unos 100 kilómetros de espesor, conocida como la litosfera tiene suficiente resistencia para almacenar energía elástica sin que su material se deforme permanentemente y fluya de forma plástica. La mayoría de los terremotos se producen, por tanto, en la parte superior de la litosfera, a menos de 60 kilómetros de



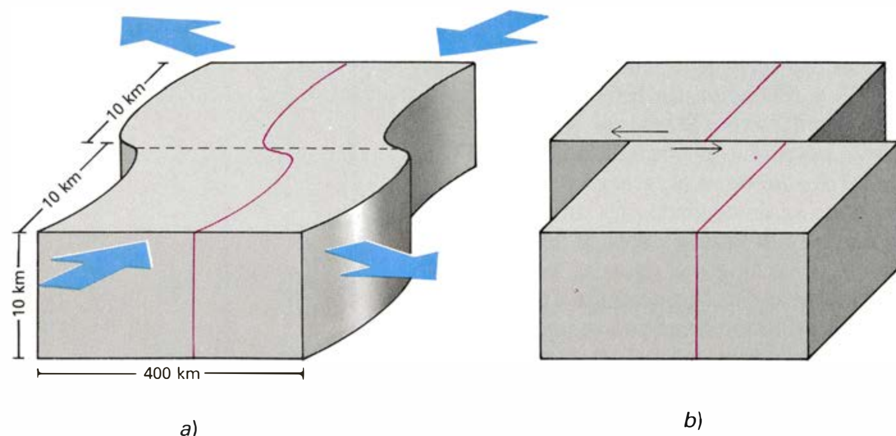
5. RELACION entre el número de terremotos que se registra cada año en toda la Tierra y su magnitud en la escala de Richter. Puede observarse un crecimiento lineal del logarítmo del número de terremotos a medida que disminuye su magnitud.

profundidad. Sin embargo, en ciertas zonas de la Tierra se dan terremotos a profundidades mayores, llegando hasta los 700 kilómetros. Debido a sus características en el material del manto no se pueden producir fracturas, lo que significa que estas zonas corresponden a regiones donde la litosfera es arrastrada hacia su interior, conservando en parte sus propiedades elásticas.

Se puede considerar, de una forma simplificada, que los terremotos superficiales son causados por tres tipos de situaciones de esfuerzos en la litosfera terrestre: presiones horizontales que producen fallas inversas, tensiones horizontales que producen fallas normales y presiones y tensiones horizontales con fallas de desgarre. En los dos primeros, el movimiento es en la dirección del buzamiento del plano de falla y en el tercero en la dirección de su traza. Si nos fijamos en una superficie de contacto entre dos placas, las presiones existentes irán deformando el material a ambos lados hasta que se supere la resistencia y se produzca una fractura. El desplazamiento de un lado con respecto al otro de la fractura relaja los esfuerzos elásticos acumulados total o parcialmente, de forma que, después del terremoto, el material quedará libre del todo o sometido sólo a unos esfuerzos residuales. Los esfuerzos acumulados en las rocas serán mayores cuanto mayor sea el volumen afectado por ellos. La energía elástica almacenada en un volumen de roca viene dada aproximadamente por el producto de dicho volumen por el coeficiente de rigidez y por el cuadrado de las deformaciones elásticas.

Aplicando esta simple fórmula al caso de la falla de San Andrés, afectada por el terremoto de San Francisco de 1906, con una longitud de falla de 400 km y una profundidad de 10 km, podemos calcular el volumen en el que se había acumulado la energía elástica. La energía total disipada en este terremoto fue de 10^{25} ergios; tomando un valor de 3×10^{11} dinas/cm^2 para el coeficiente de rigidez y de 5 metros por cada 10 km para la deformación elástica, obtenemos un volumen afectado de 80.000 km^3. De esto resulta que las rocas afectadas se extendían a 10 km de distancia a ambos lados de la falla. Aunque hemos supuesto que toda la energía elástica acumulada se disipó en el terremoto, no toda se convirtió en energía de ondas sísmicas, sino que parte se transformó en calor por la fricción sobre el plano de fractura. El cociente entre la energía sísmica y la energía total de un terremoto define el coeficiente de eficiencia sísmica, cantidad poco conocida por la dificultad de medir con exactitud la energía total disipada en un terremoto. En el caso de explosiones nucleares, en las que se conocen ambas cantidades, el valor de este coeficiente varía mucho de unos casos a otros.

A lo largo de una falla de grandes dimensiones, la energía elástica se va relajando de una parte a otra por medio de sucesivos terremotos. La fracturación de una zona relaja la energía allí acumulada y aumenta la posibilidad de la ruptura en otra. Una de estas fallas es la de Azores-Gibraltar, en la que desde 1900 han sucedido cuatro terremotos de magnitud mayor que 7. De éstos, el más cercano a España fue el del 28 de febrero de 1969 de magnitud 7, localizado en el golfo de Cádiz, que se sintió en gran parte de la península y causó algunos daños en la provincia de Huelva. Este terremoto fue producido por una fractura inversa de 50 grados de inclinación, en la que el bloque sur (placa africana) se desliza debajo del bloque norte (placa euroasiática) obedeciendo a presiones horizontales en dirección norte sur. La energía liberada fue de 10^{23} ergios en una fractura de 90 km de longitud y 20 de anchura. Suponiendo que la energía total es igual a la sísmica y que la deformación fue de 1 metro por cada 10 km, la acumulación de la energía elástica se realizó en un volumen de 34.000 km^3. Como se verá más adelante, la acumulación de energía elástica en los bordes de las placas tectónicas tiene lugar debido al movimiento relativo de unas placas con respecto a otras. En el caso de la zona del golfo de Cádiz, el movimiento es de convergencia o colisión de las dos placas a una velocidad aproximada de un centímetro por año.



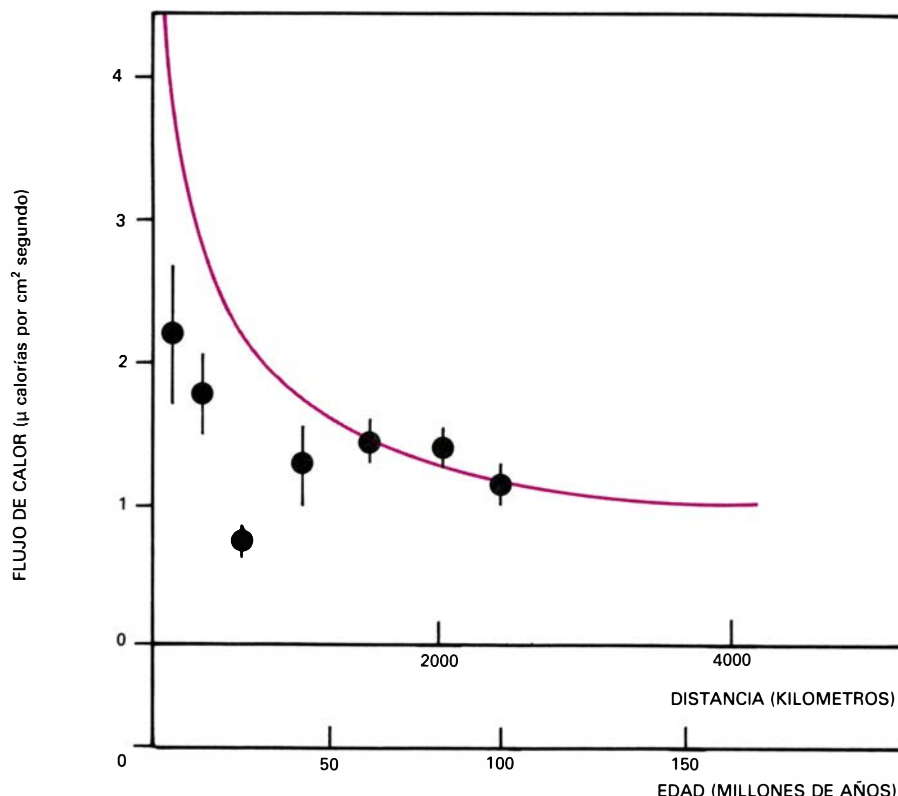
6. ESQUEMA DE LA ENERGIA ELASTICA ACUMULADA en la zona de una falla como la de San Andrés, California (Estados Unidos). A la izquierda se ilustra cómo las presiones y tensiones acumulan deformaciones del material. A la derecha (*b*), éstas se han relajado produciendo la fractura y desplazamiento de los dos bloques. Las dimensiones del volumen deformado en *a* son las estimadas para producir un terremoto como el registrado en 1906 en San Francisco, de magnitud 8 en la escala de Richter.

Energía geotérmica

Desde muy antiguo se conoce el hecho de que, en las minas, la temperatura aumenta con la profundidad a un ritmo de 1 grado centígrado por cada 30 metros. Por otro lado, la existencia de los volcanes, con la erupción periódica de rocas en estado de fusión, están atestiguando la existencia de fuentes de calor en el interior de la Tierra. Conocida la variación de la temperatura con la profundidad, o gradiente de temperatura, se puede determinar fácilmente el flujo de calor. Este viene dado por el producto de dicho gradiente por el coeficiente de conductividad térmica del material afectado. Para las rocas que componen la parte superficial de la Tierra, un valor típico de este coeficiente es 7×10^{-3} calorías por centímetro, segundo y grado centígrado. Para el gradiente del que hemos hablado antes que se observa cerca de la superficie, y que equivale a 3×10^{-4} grados por centímetro, el valor resultante para el flujo térmico expresado en calorías por centímetro cuadrado por segundo o en sistema S.I. en vatios por metro cuadrado es de 2×10^{-6} cal/cm^2 s y 0,08 W/m^2, respectivamente.

Las medidas de flujo térmico en la superficie se realizan midiendo las diferencias de temperatura para distintas profundidades en sondeos, en general de pequeño diámetro (cinco centímetros) y profundidades superiores a 50 metros. Las medidas realizadas por toda la superficie de la Tierra, tanto en continentes como en océanos, han dado valores que oscilan entre 0,4 y 8 microcalorías por centímetro cuadrado y segundo y su valor medio es 1,5 µcal/cm^2 s, es decir, 60 milivatios por metro cuadrado. Para tener una idea de la energía que representa este flujo de

calor, un área de 100 metros por 50 metros, las dimensiones de un campo de fútbol, durante un día emite a la atmósfera $6,5 \times 10^6$ calorías, lo que equivale a una energía de $2,7 \times 10^{14}$ ergios, $2,7 \times 10^7$ julios, o 7,5 kW/h. En relación con la energía calorífica del carbón, una tonelada de hulla corresponde 7×10^9 calorías = 3×10^{16} ergios = 10^3 kW-h. Por tanto, la energía emitida por el flujo geotérmico en todo el campo de fútbol durante un día equivale a la producida por diez kilogramos de hulla. Para la superficie de la Tierra (5×10^{14} m^2) al año, la energía emitida es $7,5 \times 10^{27}$ ergios, o $2,1 \times 10^{14}$ kW-h. Esta energía equivale a la producida por la combustión de 2×10^{11} toneladas de hulla y centuplica la producida por todos los terremotos en el mismo tiempo. Estos cálculos se refieren, naturalmente, al total de energía geotérmica en la superficie y no a su posible explotación.



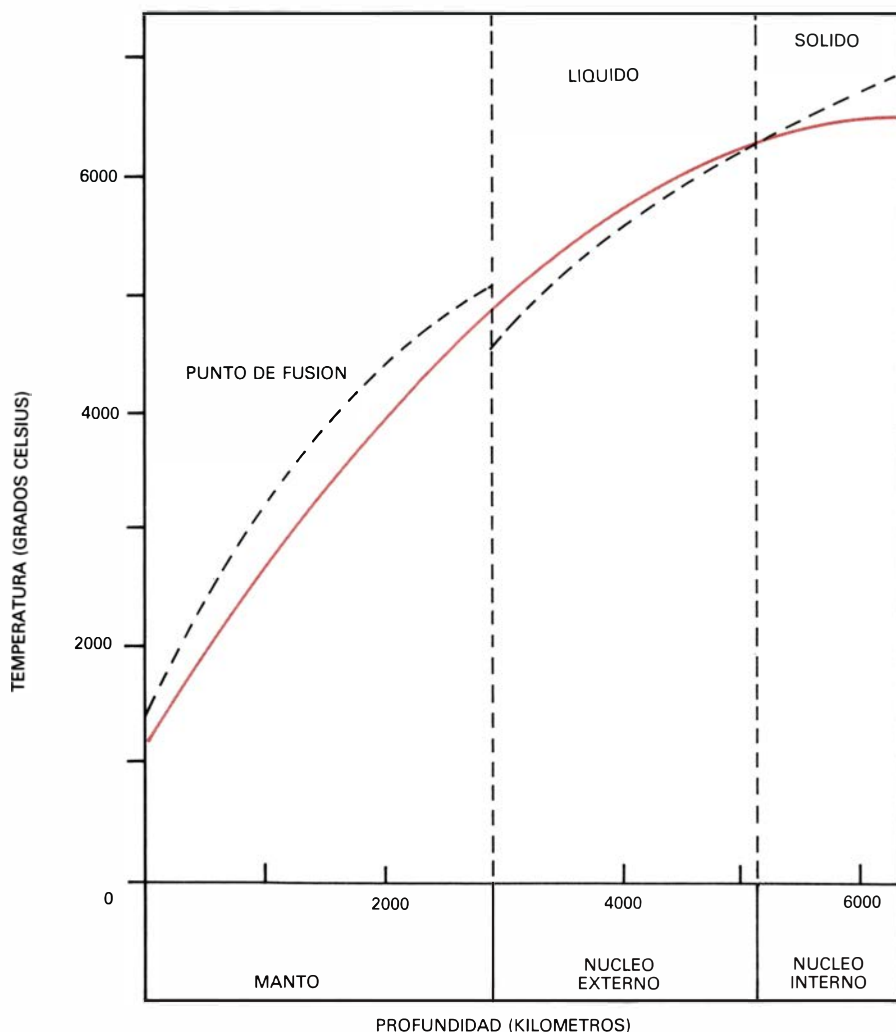
7. VARIACION DEL FLUJO TERMICO DESDE LA DORSAL DEL ATLANTICO. Los valores del flujo son menores a medida que aumentan la distancia desde la dorsal y la edad de la litosfera. La curva está calculada teóricamente para un modelo de litosfera de 100 kilómetros de espesor, conductividad térmica de 7×10^{-3} calorías por grado centígrado por centímetro y segundo y una velocidad de dos centímetros por año, suponiendo una temperatura en la base de la litosfera de 1475 grados Celsius.

Flujo térmico y espesor de la litosfera

Las variaciones del flujo térmico en la superficie de la Tierra se correlacionan a grandes rasgos en forma inversa con el espesor de la litosfera. Las zonas donde la litosfera tiene un espesor por encima de 150 km corresponden a las de menor flujo térmico, entre 30 y 50 milivatios por metro cuadrado, mientras que para aquellas en las que la litosfera es delgada, menos de 50 km, el flujo está por encima de 100 mW/m^2. Las zonas de mayor flujo térmico están relacionadas con la ocurrencia de volcanes. De ellas hay que destacar las dorsales oceánicas, donde, de acuerdo con la teoría de la tectónica de placas, se está generando nueva corteza oceánica y donde el flujo alcanza valores de 250 milivatios por metro cuadrado: 8 microcalorías por centímetro cuadrado y segundo. En los océanos se ha observado que, a medida que nos separamos de la dorsal, aumenta no sólo el espesor de la litosfera sino también la edad de las rocas de la corteza y disminuye rápidamente el flujo geotérmico. Se puede afirmar, por tanto, que el flujo térmico es alto en las zonas de corteza de reciente formación y bajo en las de formación antigua. El mismo fenómeno se observa en los continentes donde el flujo térmico disminuye al aumentar la edad geológica.

¿De dónde procede este calor? La respuesta a esta pregunta exige entrar, aunque sea de forma muy somera, en el problema de la distribución de temperaturas en el interior de la Tierra y de su historia térmica. A partir del gradiente de temperatura observado en la superficie, Lord Kelvin calculó en 1890 el tiempo que tardaría en enfriarse una Tierra, originalmente en estado de fusión, hasta su situación actual. El resultado fue de sólo entre 20 y 200 millones de años, cifras que chocaban con los datos geológicos. El descubrimiento de la radiactividad por Beckerel en 1896 y de su transformación en calor por Pierre y Marie Curie resolvieron la controversia. Gran parte del calor emitido por la Tierra se debe a fenómenos de desintegración atómica y sólo una parte a restos del calor originario de su formación. Este último obedece al enfriamiento paulatino de la Tierra originalmente caliente o que ha pasado por una fase en la que gran parte de su volumen se hallaba en estado de fusión o semifusión. Esta situación puede derivarse tanto si la Tierra se formó por condensación y enfriamiento de materia a alta temperatura, como si lo hizo por calentamiento de un agregado de polvo interplanetario originalmente frío. Como se ha dicho, de los mecanismos de generación de calor el más importante es el de la radiactividad. Este mecanismo se puede explicar de forma sencilla como causado por las partículas emitidas por los átomos radiactivos que, al entrar en colisión con los átomos circundantes, transforman su energía cinética en calorífica, al excitar la vibración en su red cristalina. De esta forma un gramo de uranio 238 genera una energía de 0,94 ergios por segundo; uno de potasio 40, 0,28 erg/s.

Las rocas tienen una proporción mayor o menor de material radiactivo, por lo que casi todas, en mayor o menor grado, generan calor. La concentración de material radiactivo en las rocas es muy diversa; en el granito es de dos partes por millón de uranio 238. Si se calcula el calor producido por una columna de granito con esta proporción, de 1 centímetro cuadrado de sección y 30 kilómetros de altura, el resultado es de 2 microcalorías por segundo, es decir, aproximadamente el valor medio observado en la Tierra. El flujo térmico lo produciría en este caso el granito de la corteza. Por otro lado, en los océanos cuya corteza carece de granito se observa un valor similar de flujo térmico, lo que apunta a una situación más complicada. Un resultado bastante aceptado es que, para una región determinada, el flujo térmico en la superficie tiene dos componentes: uno de origen cortical, que varía de un sitio a otro, según la concentración de material radiactivo en las rocas, y otro de origen más profundo, probablemente del



8. DISTRIBUCION de temperaturas en el interior de la Tierra y curva aproximada del punto de fusión del material. El modelo es coherente con un manto y núcleo interno sólidos y su núcleo externo líquido.

manto superior, que es uniforme para toda la región. Para explicar la uniformidad de flujo entre continentes y océanos hay que establecer una migración de material radiactivo hacia la corteza en los primeros, mientras que en los segundos la proporción en el manto es mayor.

Cabría, todavía, preguntarse si parte del flujo térmico observado en la superficie proviene de fuentes más profundas. Para estudiar esto debemos establecer un modelo de la distribución de temperaturas en el interior de la Tierra. El aumento gradual observado cerca de la superficie de un grado centígrado por cada 30 metros no puede mantenerse para profundidades muy grandes, pues daría temperaturas por encima del punto de fusión de las rocas del manto (silicatos ferro-magnésicos). En efecto, si la temperatura en la superficie es de cero grados C, manteniendo constante el gradiente de temperatura, a 3 km la temperatura será de 100 grados C, a 30 km de 1000 grados C y a 300 de 10.000 grados. Sin embargo, la temperatura de fusión de las rocas del manto es de unos 2000 grados C y existen suficientes datos de que el manto es sólido. Es muy probable, que a 200 km de profundidad, la temperatura alcance los 1600 grados para luego aumentar muy lentamente hasta llegar a los 3000 en la frontera entre el manto y el núcleo, a 2900 kilómetros de profundidad. Dentro del núcleo la temperatura será algo más alta, pero no muy superior a los 4000 grados C. En el núcleo externo, el material, básicamente hierro con una pequeña proporción de otros elementos principalmente níquel y silicio, se encuentra en estado de fusión. La presión en el núcleo es de 2000 a 3000 kilobar y el punto de fusión del material allí existente puede variar entre 2500 grados y 6000 grados. (Un kilobar equivale a 1000 bar; un bar = 10^6 dyn/cm^2.)

Por lo que se conoce de las rocas de la superficie, el material de la Tierra es muy mal conductor, al menos en la corteza y el manto. El flujo de calor observado en la superficie no puede tener un origen muy profundo. Sin embargo, la conducción no es el único mecanismo de propagación de calor. Otro proceso, activo en la Tierra, y que para malos conductores resultará más eficiente, es el de convección; éste requiere, empero, que el material sea fluido. En los procesos de convección, la masa de un fluido se mueve debido a la fuerza de la gravedad que actúa sobre las diferencias de densidad causadas por diferencias en temperatura. Este fenómeno de convección es el observado en un recipiente de agua puesto al fuego. El aumento de temperatura en su parte inferior crea una corriente en la que el agua caliente, menos densa, asciende a la superficie y es remplazada por la fría, más densa. El ciclo completo de la corriente se llama una célula de convección. El movimiento exige siempre una diferencia de temperatura.

En la Tierra, los fenómenos de convección térmica en la atmósfera y los océanos son bien conocidos. Este fenómeno se da también en el núcleo, donde el material en estado de fusión es fluido. Las corrientes de material ionizado en el núcleo dan origen al campo magnético terrestre. Dentro del manto, a pesar de su condición sólida, es posible que su plasticidad permita corrientes de convección de muy pequeña velocidad. Esta se estima en unos tres centímetros por año, por lo que si la célula de convección abarca todo el núcleo el tiempo que tardaría una partícula de material en dar una vuelta sería de 10^8 años. Puesto que la Tierra tiene 10^9 años de edad, desde su origen hasta ahora no habría podido dar muchas vueltas. No se conoce bien la geometría y extensión de estas corrientes en el manto, relacionadas con la deriva de los continentes, pero se puede afirmar que su velocidad y eficiencia es pequeña para erigirse en agente eficaz de enfriamiento del material a grandes profundidades.

Del núcleo terrestre a la litosfera

En los apartados anteriores hemos hablado de la energía cinética, elástica y térmica de la Tierra. Veamos ahora cómo se distribuye esta energía en su interior y los fenómenos a que da origen. Para situarnos, se ha de indicar que la Tierra se divide en tres regiones concéntricas, núcleo, manto y corteza, de distinta composición y separadas por dos discontinuidades. La corteza varía en espesor entre cinco kilómetros en los océanos y 60 en las regiones montañosas, siendo el espesor medio en los continentes de 30 kilómetros. La litosfera tiene unos 100 kilómetros de espesor y abarca la corteza y parte del manto. La separación entre el manto y el núcleo se encuentra a 2900 kilóme-

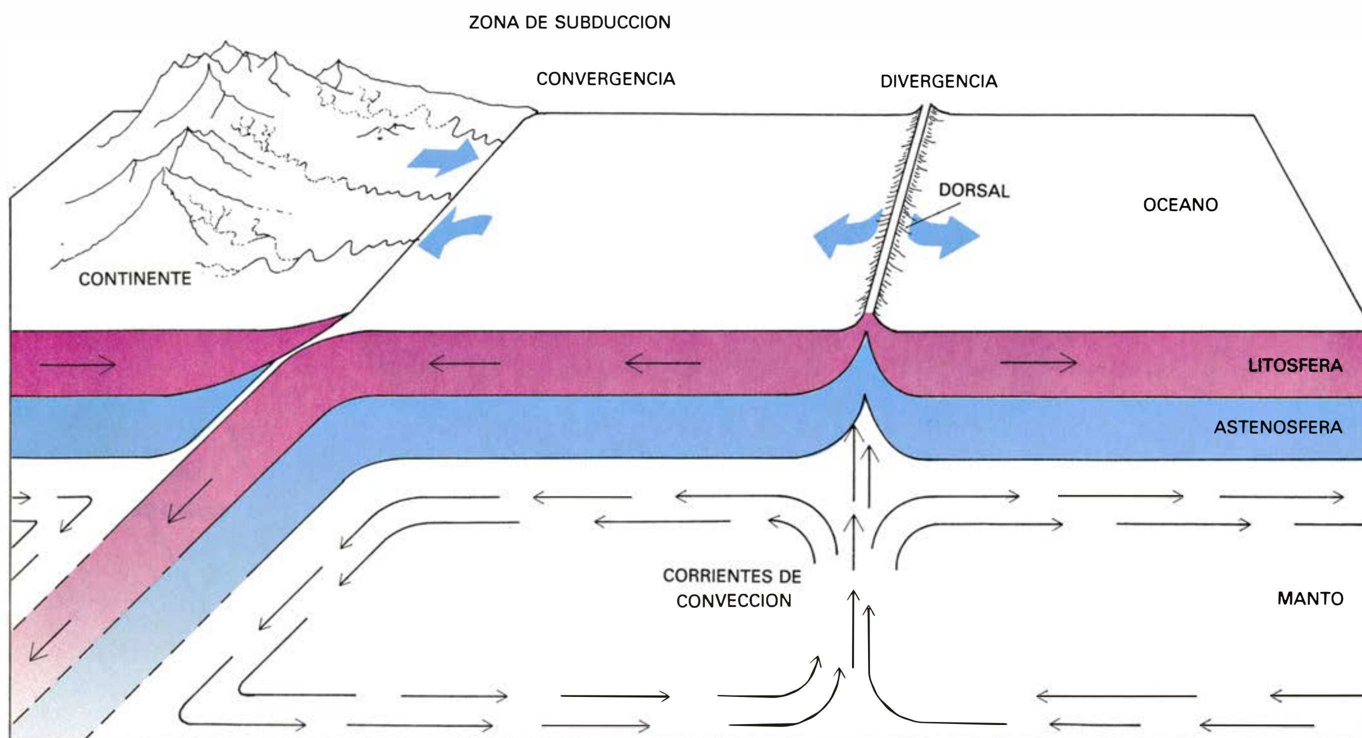
tros de profundidad y está formada por una zona de transición de unos 100 kilómetros. El núcleo tiene un radio de 3471 kilómetros y está dividido en dos zonas, el núcleo externo fluido y el núcleo interno sólido; este último tiene un radio de 1216 kilómetros. Entre el núcleo interno y externo existe también una zona de transición, de unos 500 kilómetros.

Empecemos por el núcleo. El material que lo formá es básicamente hierro, con alguna pequeña cantidad de níquel, silicio, azufre y otros elementos. Su densidad varía entre 12 y 12,5 gramos por centímetro cúbico, su presión entre 1500 y 3700 kilobar y su temperatura entre 4000 y 5000 grados C. El origen del campo magnético terrestre a partir de procesos ubicados en el núcleo impone ciertas condiciones sobre su situación dinámica y energética. En primer lugar, el paleomagnetismo ha demostrado que las rocas más antiguas de la corteza presentan magnetización remanente, lo que indica que la separación del núcleo debe remontarse prácticamente a la época de la formación de la Tierra (10^9 años). Ya en esa época debió existir un campo magnético terrestre que, como el actual, estaría originado por las corrientes del material fluido conductor en el núcleo terrestre. Estas corrientes son necesarias en todos los modelos que postulan procesos de dinamo autoinducida para generar un campo magnético que no desaparezca con el tiempo [véase "Campos magnéticos en el cosmos", por E. N. Parker; INVESTIGACIÓN Y CIENCIA, octubre 1983]. Este tipo de modelo fue inicialmente propuesto por Larmor en 1913 y desarrollado más tarde entre 1950 y 1960 por Elsasser, Bullard y Gellman. Los procesos activos en estos modelos permiten el acoplamiento de la energía cinética del flujo del material a la energía electromagnética del campo resultante. Muchos de los modelos propuestos toman como origen de este movimiento procesos de convección térmica, lo que exige cierta diferencia de temperatura entre el interior y el exterior del núcleo externo. Basta, sin embargo, un pequeño gradiente de no más de 1 a un 10 por ciento para lograr el efecto necesario con un flujo térmico resultante del orden de 10^{12} vatios para todo el núcleo. La energía para mantener continuamente este gradiente debe ser producida por fuentes de calor del núcleo. El origen de estas fuentes, no bien conocido todavía, quizá tenga que ver con la presencia de material radiactivo.

Origen del campo magnético

En la generación del campo magnético intervienen la conductividad y la velocidad del material del núcleo. Para la primera se proponen valores del orden de 3×10^5 Siemens-metro y, para la segunda, 10^{-4} metros por segundo, es decir, 30 centímetros por hora. (Siemens es la unidad de conductividad eléctrica y equivale al inverso de un ohmio.) Si se calcula la energía total del campo magnético terrestre, se obtiene 6×10^{22} julios o 6×10^{29} ergios, mayor que la producida por el flujo geotérmico anual. Si el movimiento del material está confinado al núcleo externo, entre 2900 y 5150 kilómetros de profundidad, la energía cinética total es de 10^{23} ergios, muy por debajo de la energía magnética. Debido a la rotación de la Tierra, el movimiento del fluido del núcleo se verá afectado por la fuerza de Coriolis, que da como resultado fuerzas actuando por unidad de volumen del orden de 10^{-4} newton por metro cúbico. Curiosamente, este orden de magnitud es también el obtenido para las fuerzas de Lorentz, de interacción entre el campo magnético y el movimiento del fluido conductor en el núcleo. La energía total de los procesos en el núcleo, sea cual sea su origen, ha de corresponder a la del campo magnético que producen. Aunque este movimiento de material es necesario, no lo es que se deba a convección térmica.

Otro modelo que se ha propuesto para generar el movimiento de la dinamo del núcleo en lugar de las corrientes de convección térmica es el que se deriva del movimiento de precesión de la Tierra, mencionado aquí en el apartado primero. Si el núcleo es fluido y su elipticidad es distinta de la de la Tierra,



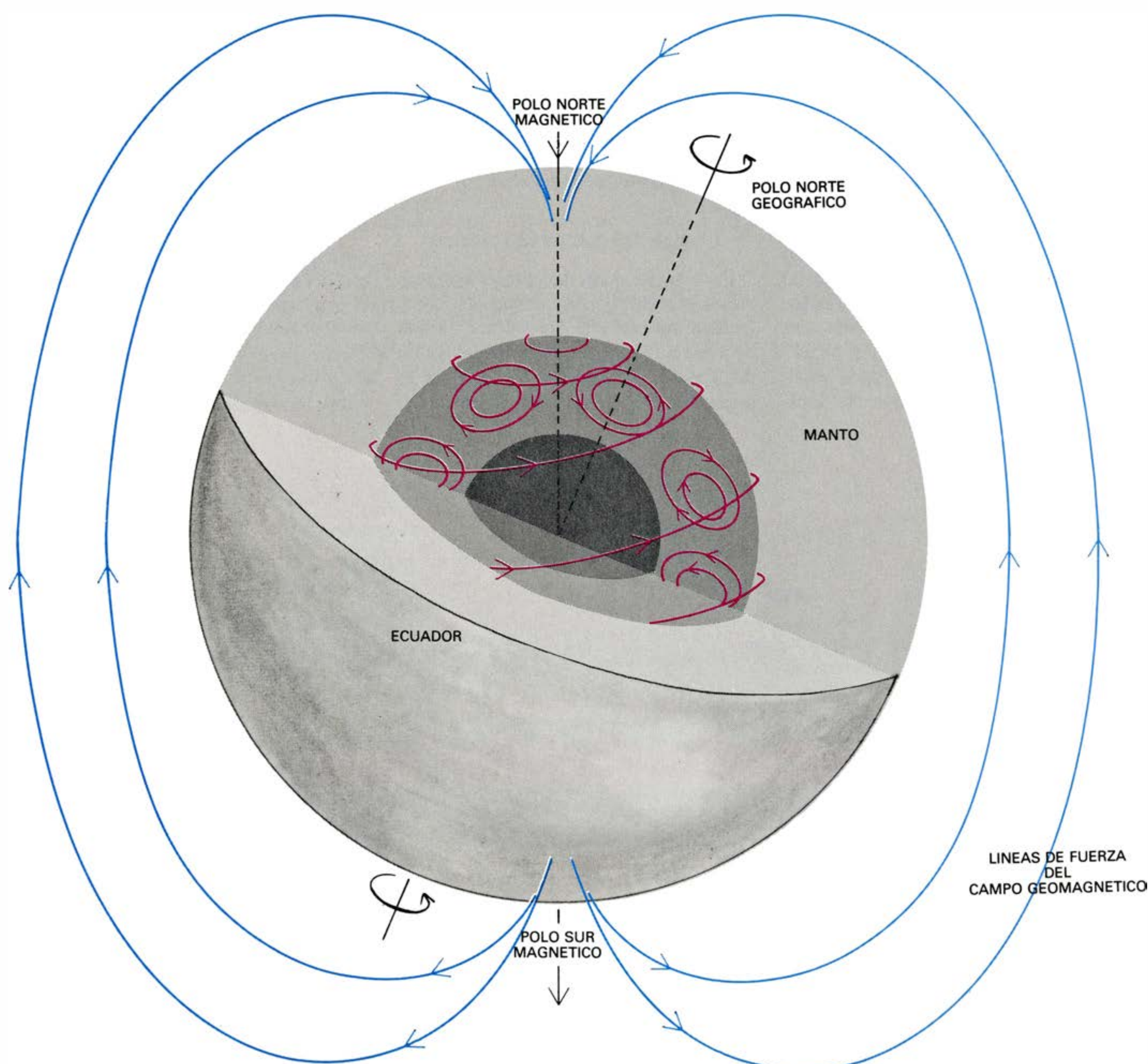
9. ESQUEMA simplificado de los procesos en el núcleo externo terrestre que dan origen al campo magnético. Se han supuesto corrientes de material producidas por convección en el núcleo externo y la existencia de un campo magnético toroidal, es decir, en forma de anillo, muy intenso en torno al núcleo.

la acción luni-solar sobre él producirá un movimiento de precesión de diferente velocidad que la de ésta. Esta diferencia puede generar movimientos relativos entre la superficie externa del núcleo y la interna del manto del orden de 100 metros por segundo, en ausencia de acoplamientos entre ambas partes. Aun contando con el acoplamiento viscoso y magnético que existe entre ambas superficies. el movimiento resultante es todavía suficiente para generar el campo magnético. Este fenómeno, solo o combinado con el de convección térmica, desempeña, a buen seguro, un papel importante en la generación del campo magnético terrestre. De todas formas, la existencia de una zona en la superficie superior del núcleo externo con una velocidad angular menor que la de su interior y que la velocidad de la parte inferior del manto está bastante fundada por el efecto que produce sobre el campo magnético en la superficie. Este se refiere al componente de la variación secular consistente en la deriva hacia el oeste del campo no-dipolar, con una velocidad de 0,2 grados por año. Otros modelos invocan fuerzas de origen gravitatorio con movimiento radial del material producido por fenómenos de recristalización que motivan cambios en su densidad.

En conclusión, la existencia y naturaleza del campo magnético de la Tierra y sus variaciones en el tiempo exigen una serie de procesos dinámicos en su núcleo cuya energía finalmente ha de ser producida por fenómenos radiactivos, gravitatorios y del acoplamiento de los movimientos de rotación y precesión.

Deriva de los continentes

Otro tipo de procesos dinámicos en la Tierra que exigen una explicación energética son los relacionados con los movimientos de la litosfera, responsables de la deriva de los continentes. Todas las indicaciones geofísicas apuntan a que, hace 200 millones de años, los continentes, ahora dispersos, estaban agrupados en un único continente al que se ha llamado Pangea. Esta idea fue propuesta de forma sistemática por primera vez por Wegener en 1912 y está hoy integrada en la teoría global de



10. MECANISMO de traslación de las placas tectónicas. La litosfera se genera en la dorsal y se consume en la zona de subducción. La astenosfera en estado de semifusión permite el deslizamiento de la litosfera. En el manto se ha supuesto una célula de convección con corriente ascendente bajo la dorsal y descendente en la placa buzante de la zona de subducción. Las corrientes de convección no niegan que existan fuerzas de arrastre y empuje gravitacional.

la tectónica de placas. No vamos a explicar aquí los fundamentos de esta teoría, sino limitarnos al problema energético que plantea.

La unidad mecánica en el movimiento que resulta en la deriva de los continentes no es la corteza terrestre, sino la litosfera, que incluye, como ya hemos dicho, ésta y parte del manto superior, con un espesor que varía entre 50 y 150 kilómetros. La superficie de la litosfera está dividida en placas, siendo seis las más importantes; incluyen parte continental y parte oceánica. Las placas se consideran como rígidas, aunque sufran, quizá, deformaciones internas. Los bordes de placa son zonas activas donde la diferencia de movimientos genera esfuerzos que, a su vez, producen deformaciones elásticas y que terminan por provocar los terremotos. Tres son los mecanismos que tienen lugar en estos bordes. Uno, el de extensión o divergencia en el que las placas se separan unas de otras. Estas son zonas de creación de nueva litosfera oceánica que viene a ocupar el espacio abierto por la separación. Tal es el mecanismo que opera en las dorsales oceánicas. El segundo mecanismo es el de subducción o convergencia por colisión de dos placas. En estos bordes, la litosfera de una de las placas se introduce por debajo de la otra produciendo una placa buzante que puede llegar a penetrar en el manto hasta 700 kilómetros sin perder su identidad, dando origen a las zonas de terremotos profundos. El tercer mecanismo es de deslizamiento horizontal de una placa con respecto a otra a lo largo de fallas llamadas de transformación. El movimiento relativo de las placas alcanza velocidades entre 1 y 8 centímetros cada año. La velocidad absoluta sólo puede obtenerse con respecto a los puntos calientes, y es del mismo orden. De una manera muy aproximada se puede calcular la energía cinética total del movimiento de la litosfera: tomando su densidad como 3,4 gramos por centímetro cúbico y un espesor de 100 kilómetros, su masa viene a ser de 2×10^{23} kilogramos; para una velocidad de 3 centímetros por año da el resultado de 10^{12} ergios. Un valor sorprendentemente bajo, ya que los terremotos relajan energía muchos órdenes de magnitud mayor. ¿A qué se debe? Este lento movimiento de la litosfera acumula esfuerzos elásticos en determinadas zonas, especialmente de bordes de placas, durante un largo período de tiempo y son luego relajados súbitamente en los terremotos. Aunque varía de una zona a otra, la acumulación de esfuerzos en una sección activa de borde de placas de unos 300 kilómetros de longitud que dará origen a un terremoto de magnitud 8 tardará por encima de los 100 años.

La energía responsable de este movimiento continuo de las placas depende del mecanismo que lo produce. Los mecanismos propuestos hasta ahora se pueden reducir a cuatro, sin que necesariamente unos excluyan los otros. Es incluso muy probable que se den todos ellos a la vez. En los dos primeros, las fuerzas son gravitacionales; en ellos, las placas son empujadas desde las zonas de divergencia donde son levantadas, o arrastradas desde las zonas de subducción por el peso de la capa buzante que, por la compresión de su material, tiene densidad mayor que el material del manto. Los otros dos mecanismos suponen la existencia de corrientes de convección térmica, bien en todo el manto o sólo en su parte superior, que arrastran la litosfera. Estas corrientes serían ascendentes en las zonas de divergencia y descendentes en las de convergencia. Si el movimiento de convección se extiende a todo el manto y su velocidad es del mismo orden que la de las placas, la energía cinética sería sólo un orden de magnitud mayor que la encontrada para la litosfera, es decir 10^{13} ergios. En el movimiento de la litosfera desarrolla un papel importante la astenosfera o capa en estado de fusión parcial, situada inmediatamente debajo de aquella. Dicha capa, de 100 a 200 kilómetros de espesor, es lo suficientemente viscosa para permitir el deslizamiento de la litosfera rígida por encima. Algunos autores suponen que las corrientes de convección que arrastran la litosfera están limitadas a esta capa y a la misma litosfera, que constituye la parte fría de la célula convectiva. En este modelo, el resto del manto no figuraría en este movimiento y tendría una misión meramente pasiva entre las zonas activas del núcleo y la litosfera-astenosfera. A la hora de explicar las causas de las corrientes de convección que mueven la litosfera, importa determinar la posición y naturaleza de las fuentes de calor, que finalmente habrá que asignar a procesos radiactivos.

En conclusión, hemos visto como en la Tierra se da una serie de fenómenos que implican acoplamientos de energía de unas formas a otras. La energía interna de la Tierra, que se manifiesta en forma de calor y movimiento, está finalmente producida por procesos radiactivos, gravitatorios y derivados de la rotación.

Juegos matemáticos

Topología de nudos y los resultados insolidarios de la Lotería Seductora

Martin Gardner

Las matemáticas jamás demuestran nada acerca de otra cosa que las matemáticas; un pedazo de cordel es un objeto físico, no un ente matemático. Así pues, antes de preocuparnos por dar demostraciones nos hace falta una definición matemática de cuándo han de considerarse iguales dos nudos.

RICHARD H. CROWEL Y RALPH H. FOX, *Introduction to Knot Theory*

Estamos en *Investigación y Ciencia* en plena temporada de nudos. El mes pasado, en la sección de "Taller y laboratorio", Jearl Walker nos mostraba cómo valernos de un sencillo análisis matemático para saber si un nudo se mantendría anudado o se escurriría. Este mes seré yo quien trate de la topología de los nudos.

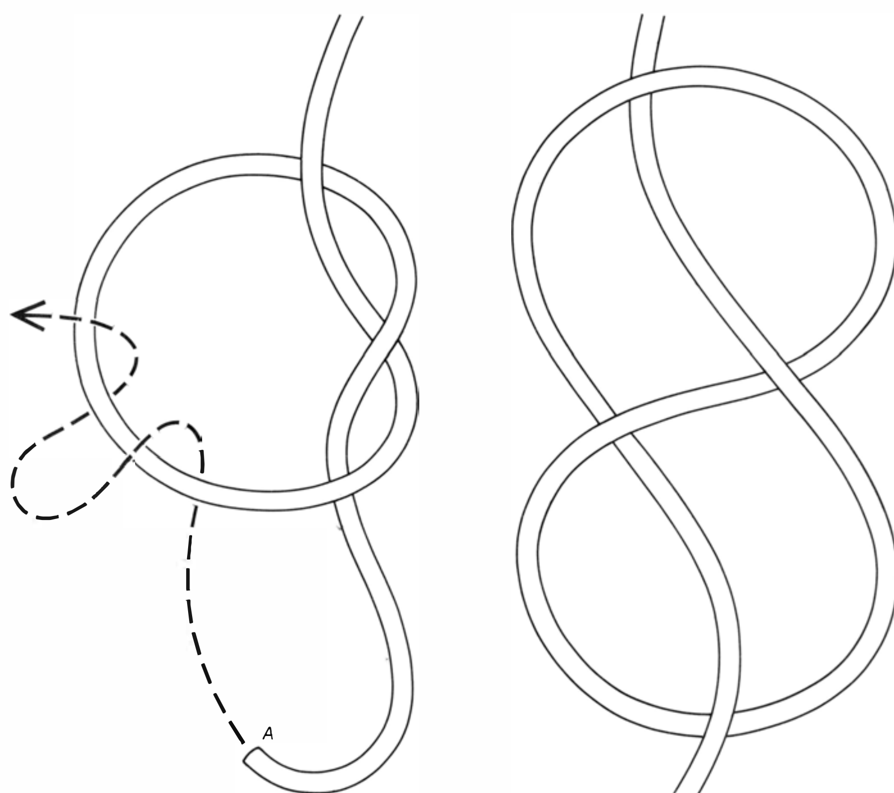
En topología, los nudos son curvas cerradas inmersas en el espacio tridimensional. Resulta útil valerse de modelos de cuerda o cordel más o menos gruesos, y también de diagramas del nudo, proyectándolos sobre planos. Cuando puede manipularse una curva cerrada –evidentemente, no será lícito hacerla pasar a través de sí misma–, de modo que pueda llegar a proyectarse sobre un plano en forma de curva cerrada carente de cortes consigo misma, se dice que el nudo es trivial. En el habla ordinaria se diría que la curva no está anudada. Se llaman "eslabones" o "argollas" a dos o más curvas cerradas que no pueden separarse sin hacer pasar alguna de ellas a través de las otras.

El estudio de nudos y eslabones es hoy floreciente rama de la topología en la que se entretejen álgebra, geometría, teoría de grupos, teoría de matrices, teoría de números y otras ramas de la matemática. Podemos hacernos cierta idea de su riqueza y profundidad leyendo el excelente artículo de Lee Neuwirth, "Teoría de nudos", en *Investigación y Ciencia*, agosto de 1979. Aquí nos ocuparemos solamente de algunos aspectos recreativos de la teoría de nudos: rompecabezas y curiosidades cuya comprensión requiere tan sólo un conocimiento elemental de la cuestión.

Comenzaremos con una trivial, pero que puede coger desprevenidos incluso a matemáticos. En un pedazo de cordel anudemos un medio nudo, como se muestra en la parte izquierda de la figura 1. Imaginando unidos los extremos del cordel tendremos lo que en teoría de nudos se conoce por "trilóbulo". Es el más sencillo de los nudos, en el sentido de que podemos trazar de él un diagrama cuyo número mínimo de cruzamientos consigo mismo sea tres. (Ningún nudo puede tener menor número de cruces, exceptuado el trivial, que no tiene ninguno.) Imaginemos que se hace pasar el extremo *A* de la cuerda a través del bucle, de atrás hacia delante, y que se tensa el cordel tirando de sus extremos. Evidentemente, el nudo se deshace. Supongamos ahora que se haga pasar el extremo *A*, no una, sino *dos veces*, como indica la línea de puntos. ¿Se deshará el bucle al tensar el cordel?

Casi todo el mundo presume que se formará otro nudo. Pero el nudo se deshace, como antes. Para producir otro nudo, el nudo debe pasar *tres* veces. Llevándolo a la práctica se observa que el trilóbulo así formado no es idéntico al primitivo; es una imagen por reflexión en el espejo, simétrica respecto a un plano. El trilóbulo es el más sencillo de los nudos imposibles de transformar en imagen especular suya por manipulación de la cuerda.

El consecutivo en cuanto a simplicidad, que tiene un número mínimo de cuatro cruces, es el "ocho" de la parte derecha de la misma ilustración. En la forma en que lo vemos es muy fácil transformarlo en su imagen especular: basta darle la vuelta. Los nudos que por manipulación pueden convertirse en sus imágenes especulares se llaman "anfiquirales" ("de ambas manos") porque, lo mismo que los guantes, pueden adoptar la lateralidad de cualquiera de ambas manos. El nudo anfiquiral inmediato al nudo en "ocho" tiene seis cruzamientos, y es el único nudo de tal tipo con seis cruces. Conforme el número de cruzamientos va aumentando, los nudos anfiquirales son progresivamente menos abundantes.



*1. Disolución de un trilóbulo (**izquierda**) y un nudo "en ocho" (**derecha**)*

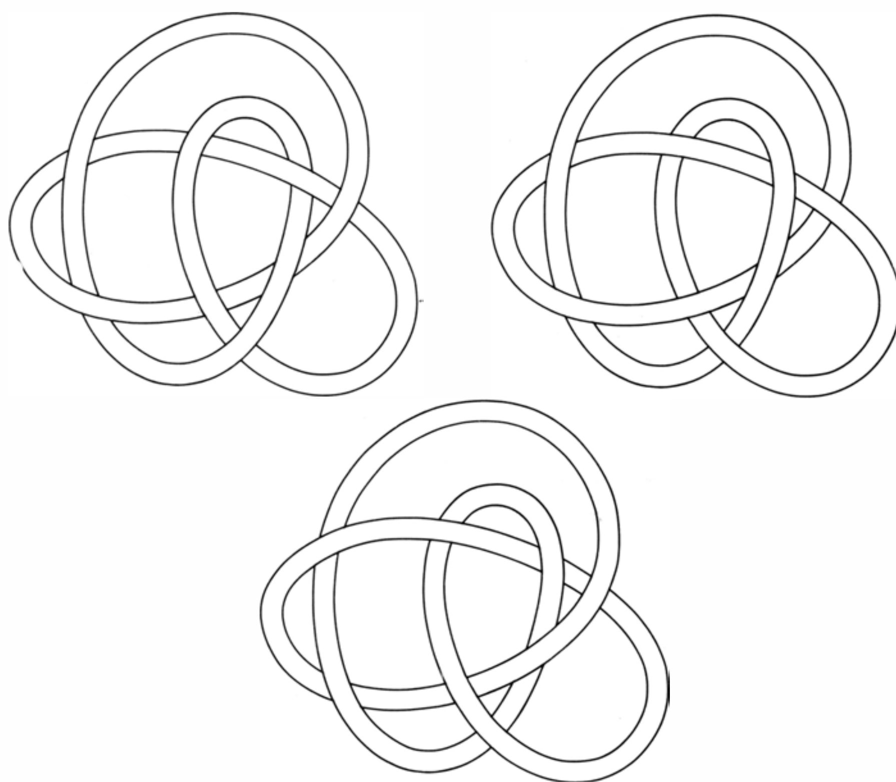
Una segunda e importante forma de dividir los nudos en dos clases es distinguir entre nudos alternantes y no alternantes. Los nudos alternantes pueden dibujarse de forma tal que al ir recorriendo la curva en cualquiera de sus dos sentidos se va en los cruces pasando alternativamente por encima y por debajo. Los nudos alternantes poseen muchas notables propiedades, no compartidas por los no-alternantes.

Otra importante división es en nudos primos y nudos compuestos. Un nudo es primo cuando es imposible llegar por manipulación a descomponerlo en dos o más nudos separados. Por ejemplo, el nudo llano y el nudo de rizos pueden transformarse en dos trilóbulos, uno junto a otro. El nudo llano es "producto" de dos trilóbulos de orientaciones distintas; el nudo de rizos lo es de dos trilóbulos de idéntica orientación, y por consiguiente (a diferencia del nudo llano) es anfiquiral. Ambos nudos son alternantes. Como ejercicio fácil, cuya solución se dará el mes que viene, vea el lector de dibujar un nudo llano con seis (el número mínimo) cruzamientos alternantes.

Todos los nudos primos de hasta siete cruzamientos son alternantes. De los nudos con 8 cruces, únicamente los tres de la figura 2 son no-alternantes. Por mucho que se manipule un modelo de cuerda de uno de esos nudos, nunca se conseguirá adosarlos a una superficie plana en diagrama alternante.

Una cuarta forma de clasificación binaria de los nudos es en invertibles y no-invertibles. Imaginemos pintada sobre la cuerda una flecha, al objeto de dotar a la curva por ella definida de un sentido de recorrido. De ser posible manipular la cuerda en tal forma que la estructura siga siendo la misma, pero la flecha apunte en dirección contraria, se diría que el nudo es invertible. Hasta mediados del decenio de 1960, uno de los más irritantes problemas no resueltos en teoría de nudos consistía en determinar si existían o no nudos que fueran no-invertibles. Todos los nudos de hasta siete cruzamientos habían sido catalogados ya como invertibles a base de manipular modelos de cuerda, y lo mismo ocurría con todos –excepto uno– los nudos de ocho cruzamientos, y con cuatro de los de nueve. Por fin, en 1963, Hale F. Trotter, hoy en la Universidad de Princeton, anunció la existencia de nudos no invertibles en un sorprendente artículo, "Non-invertible Knots Exist" (*Topology*, vol. 2, n.º 4, págs. 275-280; diciembre de 1963).

Trotter describía allí una familia infinita de nudos *brezel* (dulce en forma de lazo), que aquí llamaremos "nudos de doble ojo", cuya inversión es imposible. Los nudos *brezel* reciben su nombre porque podrían materializarse arrollando de ciertas formas un cordel sobre una rosquilla en ocho, esto es, un toro con dos agujeros, sin que se cruzase consigo mismo. Podemos dibujarlo sobre el plano, como vemos en la figura 3, a modo de trenza de dos cabos que pasa en torno a dos "ojos"; podemos también usar como modelo el borde de una hoja de papel con tres tiras retorcidas. Cuando la trenza solamente rodea un agujero el nudo se llama "tórico", pues podríamos dibujarla sin cruzamientos sobre la superficie de una rosquilla.



2. *Los tres nudos no alternantes de ocho cruzamientos*

Trotter descubrió una elegante demostración de que todos los nudos de doble ojo son no-invertibles cuando el número de cruzamientos de las tres tiras retorcidas sean números enteros impares distintos, de valor absoluto mayor que 1. Los enteros positivos denotan trenzas con torsión de un sentido y, los negativos, que las trenzas tienen torsión contraria. Posteriormente, Richard L. Parris demostró, en su tesis doctoral, no publicada todavía, que podemos no tomar en cuenta los valores absolutos con tal de que los valores provistos de signo sean distintos, y que estas condiciones son necesarias y suficientes para nudos de doble ojo no-invertibles. Por tanto, el más sencillo nudo no-invertible de doble ojo es el mostrado. Siendo 3, -3 y 5 sus números de cruzamiento, el nudo se contará entre los de tipo 11.

Se sabe actualmente que el más sencillo de los nudos no-invertibles es el anfiquiral de ocho cruzamientos de la figura 4. El primero en demostrarlo así fue Akio Kawauchi, en *Proceedings of the Japan Academy* (vol. 55, serie *A*, n.º 10, págs. 399-402; diciembre de 1979). Según Richard Hartley, en "Identifying Non-invertible Knots" (*Topology*, vol. 22, n.º 2, págs. 137-145; 1983), es el único no-invertible de los nudos de ocho cruzamientos, y hay solamente dos más entre los de nueve, y 33 con 10. La totalidad de estos 36 nudos había ya sido declarada no-invertible por John Horton Conway, si bien con el único fundamento empírico de que él había sido incapaz de invertirlos. No han sido identificados todavía los nudos no-invertibles de entre los más de 550 que tienen 11 cruzamientos. En 1967, Conway publicó la primera clasificación de todos los nudos primos de hasta 11 cruzamientos (en una reimpresión posterior fueron corregidos algunos errores de poca monta). Pueden verse diagramas claros de todos los nudos primos de hasta 10 cruzamientos y de todas las argollas de hasta nueve en el valioso libro de Dale Rolfsen, datado en 1976, *Knots and Links*.

Hay muchas extrañas formas de etiquetar los cruzamientos de un nudo y deducir después una expresión algebraica, o una matriz, que sea la misma para todo posible diagrama del nudo. Una de las primeras y de las más útiles de tales técnicas proporciona un polinomio –llamado "polinomio de Alexander"– para el nudo. Recientemente, Conway ha dado un precioso procedimiento nuevo, encaminado a calcular un "polinomio de Conway", equivalente al de Alexander. Si dos diagramas nodales originan expresiones algebraicas distintas, los nudos en cuestión son diferentes. Desafortunadamente, el recíproco no es siempre cierto. Puede suceder que dos nudos tengan polinomios iguales sin que sean, empero, el mismo. Uno de los principales problemas no resueltos de la teoría de nudos es el de asociar a cada nudo una expresión válida para todos los diagramas de ese nudo, pero exclusivamente para ellos.

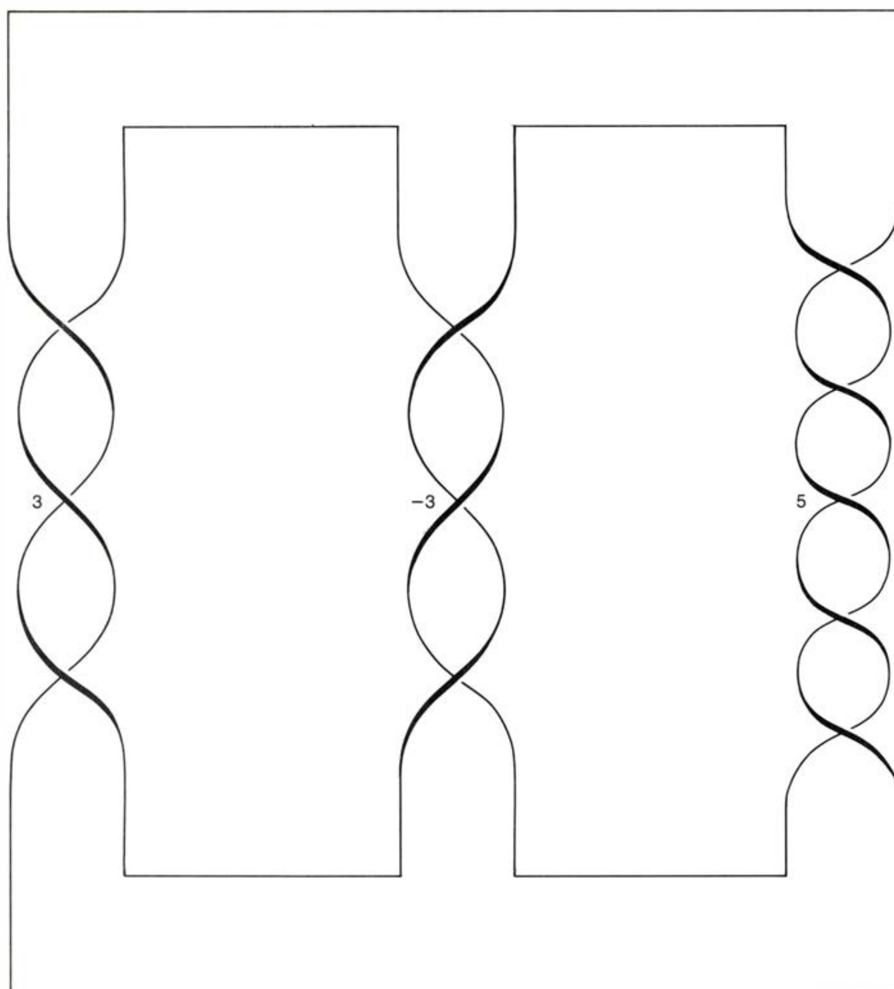
Aunque existen criterios para decidir si un nudo dado es o no trivial, los métodos disponibles son tediosos y complicados y, por esta razón, hay problemas fáciles de enunciar más nada fáciles de resolver, salvo, tal vez, manipulando empíricamente modelos de cuerda. Por ejemplo, ¿será factible retorcer una anilla elástica en torno a un cubo, de modo que cada cara del cubo presente un cruzamiento con pase de arriba abajo, como vemos en la figura 5? Planteado de otro modo, ¿podremos atar un cordel en torno a un cubo en la forma explicada, de suerte que al destrabar la cuerda del cubo quede ésta desanudada?

Fijémonos en que, sobre cada una de las caras, el cruzamiento de la cuerda ha de ser de uno de los cuatro tipos que vemos en la ilustración. Habrá pues $4^6 = 4096$ formas de atar el cubo con la cuerda, como si fuese un fardo. La atadura puede representarse con un nudo de tipo 12, con seis pares de cruzamientos, de los cuales cada par puede presentarse en una de las cuatro disposiciones. Horace W. Hinckle fue el primero en proponer el problema, en *Journal of Recreational Mathematics*, en 1978. En un número posterior (vol. 12, n.º 1, págs. 60-62; 1979-80) Karl Scherer hizo ver cómo, por razones de simetría, el número de ataduras esencialmente diferentes es de 128. Scherer verificó empíricamente que en todos los casos la cuerda quedaba anudada. Su resultado no ha sido todavía confirmado por otros, y nadie ha descubierto hasta ahora procedimientos más sencillos para abordar el problema. Llama la atención la imposibilidad de lograr la atadura deseada con una cuerda desanudada, porque es fácil retorcer una anilla en torno al cubo y dejar situados los puntos de cruce abajo-arriba en cualesquiera dos o cualesquiera cuatro de las caras (los cruces que se produzcan en las demás caras serán rectos), mientras que es aparentemente imposible lograr lo mismo en solo una, o tres, o cinco caras. Podría esperarse, pues, que fuera factible hacerlo en seis, mas tal parece no ser así. Quién sabe si la disposición pedida será posible usando dos, tres o cuatro anillas de goma.

La figura 6 nos muestra un delicioso rompecabezas de nudo y argolla, que me fue enviado recientemente por su inventor, Majunath M. Hegde, estudiante de matemáticas en la India. Fijémonos en que los dos trilóbulos forman un nudo de rizos flojo. El problema es manipular nudo y anillo de modo que el anillo se traslade al nudo superior, como vemos dibujado en línea de puntos. Todo lo demás debe permanecer como está.

Es fácil hacerlo si se atina con la idea feliz necesaria, y por no privar al lector del placer de descubrirla, pospondré la solución hasta el mes que viene. Como es evidente, no podemos desatar la cuerda de las sillas, ni es tampoco lícito agrandar un nudo y hacer pasar una silla por su interior. Sería prefirible imaginar que los cabos de la cuerda están permanentemente unidos y anclados a una pared.

El truco de disolver o crear nudos haciendo pasar una persona a través de un bucle fue utilizado por falsos médiums cuando se puso de moda relacionar los fenómenos psíquicos con la cuarta dimensión. Tan sólo en el espacio tridimensional es posible anudar nudos en curvas cerradas. En el espacio de cuatro dimensiones, todos los nudos se disuelven. Si nos fuera posible lanzarle un aro de cuerda, sin nudos, a un ser del espacio tetradimensional, éste podría anudar en el aro un nudo cualquiera y lanzárnoslo de vuelta, ahora con un nudo permanentemente formado. Entre los físicos espiritualistas llegó a hacerse popular la teoría de que los médiums tenían la facultad de elevar objetos a espacios de dimensión superior, y



3. El miembro más sencillo de una familia infinita de nudos no invertibles de "doble ojo"

recobrarlos para nosotros desde allí. Algunos médiums, como el charlatán e ilusionista americano Henry Slade, sacaron partido de esta teoría simulando crear nudos en bucles cerrados de cuerda. Johann C. F. Zöllner, físico austríaco, dedicó nada menos que un libro entero a Slade y al hiperespacio. Se trata de una obra digna de leerse, elocuente testimonio de cómo un físico inteligente puede ser embaucado por un ilusionista astuto.

Los científicos siguen dejándose tomar el pelo con trucos de nudos y argollas. William Cox y John Richards, investigadores ambos de los fenómenos de psiquismo, han estado recientemente exhibiendo una película ralentizada que se propone mostrar cómo dos aros de cuero se eslabonan y deseslabonan dentro de una pecera. "El examen posterior no reveló pruebas de que los aros hubiesen sido cortados de ninguna forma", escribía el *National Enquirer* del 27 de octubre de 1981 al dar cuenta del milagro a sus lectores. Lo que me trajo a las mientes una antigua broma que solían gastar desde el escenario los prestidigitadores. El ilusionista anuncia haber transportado por arte de magia un conejito desde una caja opaca hasta otra. Y después, antes de abrir ninguna de las dos, afirma haber vuelto a transportar, mágicamente también, al conejito de vuelta a la primera.

Incidentalmente, es fácil fabricar dos aros de goma encadenados. Basta dibujarlos, entrelazados, sobre la superficie de uno de esos gruesos aros de goma que se dan a morder a los niños cuando echan los dientes, recortándolos luego cuidadosamente. También es posible tallar dos aros encadenados de maderas distintas, insertando uno de los aros en una rendija vaciada en un tronco de árbol, y esperando después los años precisos para que el árbol, al crecer, la rellene y rodee. Por ser el trilóbulo un nudo tórico, es fácil también recortarlo de un aro grueso de goma.

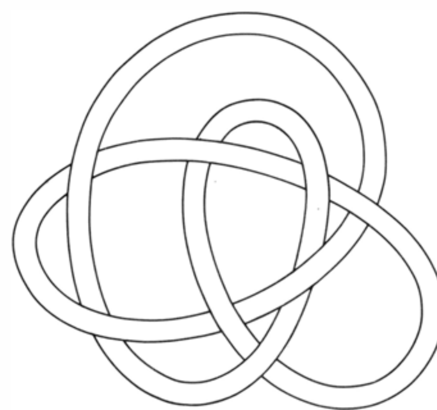
El truco que me dispongo a describir era demasiado burdo para que Slade se valiese de él, pero otros médiums de menor ingenio lo han aprovechado en más de una ocasión. Podemos encontrarlo explicado, junto con otros timos de ataduras, en el capítulo 2 de *The Physical Phenomena of Spiritualism, Fraudulent and Genuine*. En una reunión de espiritismo, se ataba el extremo de una cuerda larga a la muñeca de uno de los participantes y, el otro extremo, a la muñeca de otro. Finalizada la sesión, al encenderse las luces, la cuerda presentaba varios nudos. ¿Cómo pudieron llegar a formarse en ella?

Los dos participantes implicados se encuentran al apagar las luces de pie, cerca uno del otro. En la oscuridad, el médium, o un cómplice, forma unos cuantos bucles muy holgados en la cuerda, y sigilosamente los pasa por la cabeza y a lo largo del cuerpo de uno de los atados. Las espirales de cuerda quedan yacentes en el suelo, hasta que más adelante, sin darle importancia, el médium pide al sujeto que dé algunos pasos hacia un lado. Los bucles quedan así libres, permitiendo al médium tensar la cuerda y formar una serie de apretados nudos en medio de ella. Los pasos que se dieron hacia un costado parecen tan desligados e irrelevantes para el fenómeno que nadie les presta atención. Pregúntesele al propio invitado algunas semanas más tarde si tuvo que cambiar de posición, y sincera y vigorosamente lo negará.

El cosmólogo británico Roger Penrose me mostró en cierta ocasión un insólito truco relativo a la misteriosa aparición de un nudo. Penrose lo inventó estando todavía en la escuela elemental. Se basa en el llamado "punto de cadeneta" utilizado al hacer ganchillo, así como en costura y en bordado. Se comienza la cadeneta anudando un trilóbulo en el extremo de un largo pedazo de cordel fuerte o de cuerda delgada, sujetándolo con la mano izquierda, como vemos en el primer paso de la figura 7. Con los dedos índice y pulgar de la mano derecha se toma la cuerda por *A* y se agranda y baja un bucle, como vemos en el paso 2. Pasando los dedos a través del bucle así abierto, se toma el cordel por *B*, y se baja otro bucle (paso 3). Volvemos a colar los dedos índice y pulgar de la mano derecha por el bucle más bajo, tomamos la cuerda por *C*, y formamos otro bucle más (paso 4). Continuamos de igual modo hasta haber formado una cadena tan larga como sea posible.

Sujetando con la mano derecha el extremo inferior de la cadena, estirémosla ligeramente. Pídale a otra persona que elija un eslabón cualquiera, y que lo apriete con fuerza entre índice y pulgar. Demos un tirón de ambos extremos de la cuerda. Como era de esperar, todos los eslabones se esfuman, pero cuando nuestro ayudante separe índice y pulgar, aparecerá un nudo prieto en el lugar preciso donde pellizcó.

Hace algunos años, Joel Langer, matemático de la Western Reserve University, hizo un notable descubrimiento: dio con un procedimiento para construir "nudos saltarines" valiéndose de alambre de acero inoxidable. Se anuda el alambre y se sueldan sus extremos. Manipulándolo adecuadamente es posible comprimirlo hasta formar un aro trenzado plano. Al dejar de comprimir el aro, la tensión del alambre lo hace saltar súbitamente, formándose una figura tridimensional simétrica. Devolver el resorte a su forma primitiva es rompecabezas tan enigmático como frustrante.



4. El más sencillo de los nudos no invertibles

En 1981, Langer y su asociada Sharon O'Neil formaron una compañía que llaman Why Knots. De ella podemos recibir tres preciosos nudos saltarines: el nudo en forma de ocho, el botón chino y el "lazo del matemático". Al sacar cada uno de esos nudos del sobre cuadrado en que son enviados, eclosionan, formando un precioso adorno para colgar. De los tres, el "ocho" es el más fácil de devolver al sobre. El nudo de "botón chino" (así llamado por ser una forma ampliamente utilizada en China para botones en ropas de cama) es más difícil; el "lazo del matemático" es el más difícil de los tres.

Fue James W. Alexander (el mismo del polinomio) quien demostró que cada nudo admite un diagrama en forma de trenza circular cerrada. Esta propiedad, que poseen todos los nudos, no solamente los tóricos, es conocida como teorema de Alexander. No es fácil de demostrar, como tampoco lo es que al dársenos una cuerda anudada con muchos cruzamientos atinemos con un procedimiento para transformarla en una trenza anular con número mínimo de hebras.

Las formas de los tres nudos de Why Knots nos hacen comprender cómo pudo ocurrírseles a los físicos del siglo XVIII la teoría, respetada en su día, de que las moléculas eran los diferentes tipos de nudos en que podían enlazarse los anillos vortiginosos del éter (léase hoy "espacio-tiempo"). Tanto así, que fue precisamente esta especulación la

que condujo al físico escocés P. G. Tait al estudio de la topología y a investigar, por primera vez sistemáticamente, la teoría de nudos.

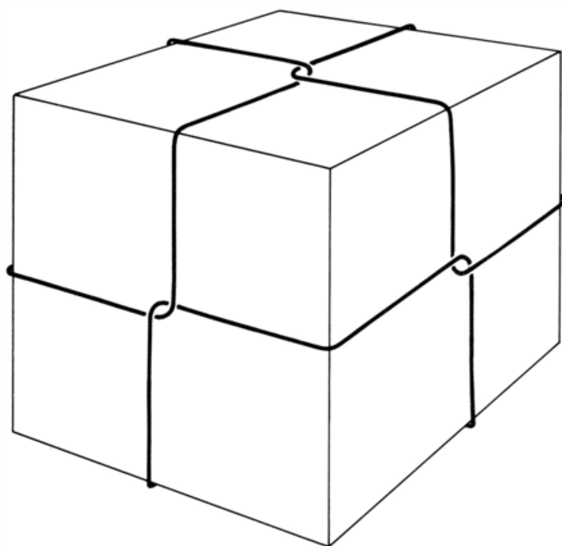
Recibimos de Douglas Hofstadter: La Lotería Seductora, que propuse en mi sección de agosto pasado, ha levantado cierta polvareda. Permítaseme recordar que estaba abierta a todos; bastaba enviar una postal que especificase claramente un entero positivo, el número de participaciones que el remitente deseara tener. Dicho entero habría de ser, efectivamente, su "peso" en la extracción final, así que si escribió usted "100" su nombre tendría 100 veces más oportunidades que el de una persona que escribiese "1". La única pega consistía en que la dotación económica del premio era inversamente proporcional a la suma de todos los "pesos" recibidos a 30 de septiembre. Específicamente, el premio se cifraba en 1.000.000 de pesetas/P, donde P es la suma de todos los pesos recibidos.

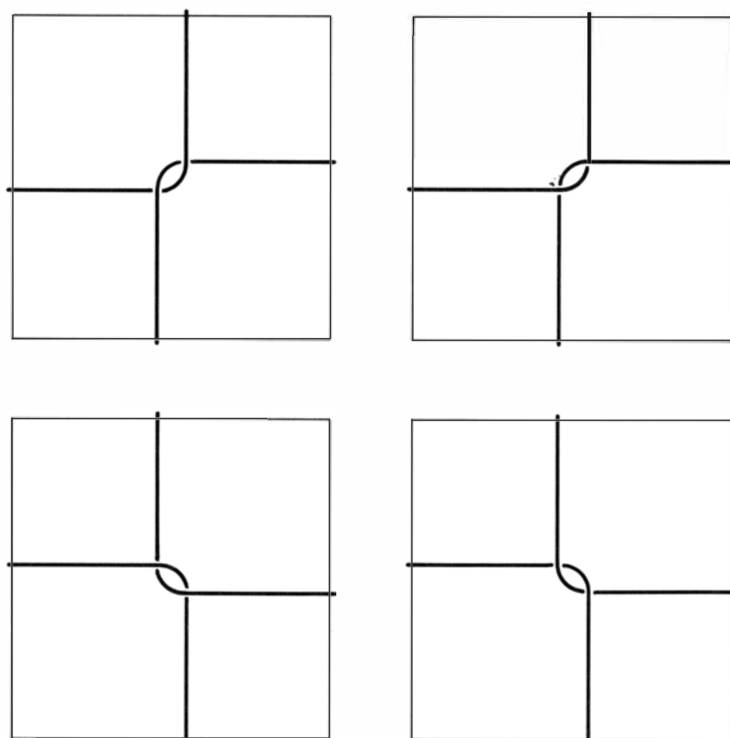
La Lotería Seductora fue propuesta a modo de ejercicio donde se enfrentasen "cooperación" y "defraudación". Cada uno de los potenciales concursantes se enfrentaba a una misma cuestión fundamental: "¿Deberé yo moderarme, y presentar un número pequeño de participaciones, o deberé más bien 'ir a por él', presentando un gran número? Es decir, ¿debería yo cooperar o defraudar?" En los ejemplos de cooperación y defección presentados hasta ahora, la divisoria entre unos y otros estaba nítidamente trazada; ahora parece existir un continuo de posibles respuestas, y por tanto, una continuidad en el "grado de cooperación". Es obvio que se puede llegar al máximo grado de cooperación, renunciando voluntariamente a participar en el concurso, algo así como cortarse la nariz para injuriarnos la cara. Es igualmente obvio que se puede ser extremadamente anticooperador, sin más que presentar un número colosal de participaciones, con lo que se consigue a un tiempo fastidiar a los demás y destruir el premio. Hay, empero, un amplio trecho intermedio. ¿Qué decir de quienes presenten una o dos participaciones? ¿Y de quien lanzase un dado para decidir si participar o no en el concurso con un boleto nada más?

No estaría de más que antes de proseguir explicase yo el sentido generalizado en que utilizo los términos "cooperación" y "defección". Cuando éramos niños, los mayores solían reprendernos por pisar el césped o ser demasiado ruidosos, diciendo a lo mejor, "No, no, no... ¿Qué pasaría si todos hiciéramos lo mismo?" Quintaesenciado, no es otro el argumento que se utiliza contra los defectores, y el que nos servirá para definir el concepto: Una defección es una acción que si todo el mundo la cometiera crearía para todos los individuos una situación mucho peor que si todos se abstuvieran de realizarla, y que, por otra parte, resulta tentadora a cada uno de ellos, pues si tan sólo un individuo o un grupo reducido la cometiese, absteniéndose los demás, la vida resultaría mucho más grata para ese individuo (o grupo escogido).

La cooperación, evidentemente, es el reverso de esta moneda: es el acto de resistir la tentación. No es forzoso que la cooperación deba ser pasiva, y la defección, activa. Sucede muy frecuentemente todo lo contrario: la opción cooperativa puede consistir en participar industriosamente en alguna actividad, mientras la defección consiste en tumbarse en *dolce far niente*, y aceptar los frutos amables que todos reciben gracias al esfuerzo de los cooperadores.

Son ejemplos típicos de defección: atronar, con el tocadiscos a máximo volumen, a todo el vecindario los días o las noches de verano; saltarse las señales de "STOP" (ya se las arreglarán para frenar quienes estén cruzando en ese momento); utilizar el auto para ir al trabajo, sin preocuparse de buscar una fórmula de transporte compartido con otros compañeros; derrochar agua durante las sequías, pues "ya se encargará alguien del problema"; abstenerse de votar en elecciones cruciales, "porque un voto poco puede importar"; tener





5. Problema del cubo y la banda elástica

despreocupadamente 10 hijos en un período de rápido aumento de la población, dejando a otros el problema de limitar su fecundidad; no dedicar tiempo ni energía a presionar a los gobiernos acerca de temas tan fundamentales como la carrera armamentística, el hambre, la contaminación ambiental, el agotamiento de los recursos, etcétera, limitándose a un "Todo eso es muy triste, pero no hay nada que un solo individuo pueda hacer al respecto".

Cuando el número de personas implicadas es grande, los individuos pueden no llegar a darse cuenta de que sus decisiones, en apariencia propias e idiosincráticas, son seguramente muy típicas y serán reproducidas muchas veces, tal vez incluso a gran escala; así pues, lo que cada pareja considera ser su propia y particular decisión (consciente o inconsciente) acerca de cuántos niños tener, puede resultar en una explosión de natalicios. Análogamente, decisiones "individuales" respecto a la inutilidad de trabajar activamente por el bien de la humanidad conducen a una inmensa ola de apatía, que elevada al nivel colectivo se traduce en insania e insensatez. Dicho de otra forma, tanto la codicia como la apatía, a nivel de individuo típico, pueden traducirse en demencia o catástrofe a nivel colectivo.

El biólogo Garrett Hardin, especialista en evolución, ha escrito un famoso artículo concerniente a este tipo de fenómenos, titulado "The Tragedy of the Commons" (*Science*, vol. 162, n.º 3859, págs. 1243-1248; 13 de diciembre, 1975). Hay en su opinión dos tipos de racionalidad. Una, llamémosla "de tipo local", encaminada y tendente hacia el bien del individuo, y otra, "de tipo global", que se propone el bien del grupo. Ambos tipos están, según Hardin, en conflicto inevitable y eterno. Yo podría estar conforme con dicha opinión admitiendo que los individuos no tengan conciencia ni noticia de su común destino, y que al ejecutar sus acciones procedan como individuos aislados, ciegamente.

Si, empero, teniendo plena conciencia de que sus destinos van uncidos al de todos, continuasen actuando alegremente, como si su situación no fuese de carácter comunal, yo mantendría que la conducta de tales individuos nada tiene de racional. Dicho de otra forma, en colectivos instruidos y conscientes, la racionalidad "local" no es racional, punto. No sólo es perniciosa para el grupo, sino también para cada individuo. Por ejemplo, en el Dilema del Preso a una ronda, que describí el mes de agosto, quienes optaron por defraudar lograron para sí menos que si todos hubiesen cooperado.

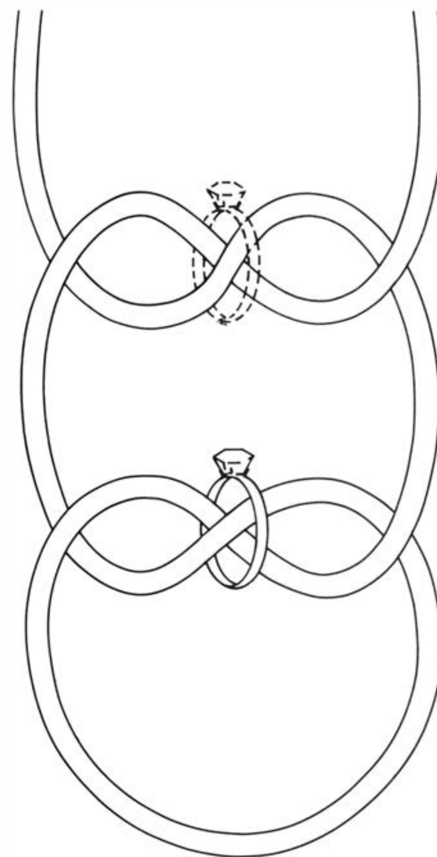
Tal era el núcleo de mi artículo de agosto, donde hablaba yo de "super-racionalidad", o de "racionalidad renormalizada". Tan pronto se sabe que se es miembro típico de una clase de individuos es forzoso actuar como si nuestras acciones fueran a verse multiplicadas muchas veces, porque inevitablemente van a serlo. En efecto, al tomar –por así decirlo– un muestreo en uno mismo estamos tomando muestras de todo el campo, y si nosotros dejamos de hacer lo que esperamos que hagan los demás, quedaremos muy desengañados. Así pues, conviene reflexionar cuidadosamente acerca de la propia situación en el mundo antes de defraudar, esto es, de lanzarnos a realizar actos ingenuamente egoístas.

Las personas se resisten vehementemente a considerarse parte de fenómenos estadísticos; y ello es comprensible, pues parece como si se menoscabara su sentido de individualidad o su libre albedrío. No obstante, lo cierto es que cada uno de nuestros "personales" pensamientos es reflejado miles o millones de veces en las mentes de nuestros prójimos.

Nunca quedó este hecho mejor manifiesto que en las respuestas a la Lotería Seductora. Resulta difícil determinar con precisión qué es aquí exactamente "el campo". El concurso se declaró abierto a todos, lectores o no de la revista. Podríamos suponer prudentemente, sin embargo, que pocos no lectores llegarían a tener noticia de ella, así que comencemos por los lectores de *Scientific American*, que son un colectivo de al menos un millón de personas en sus distintas ediciones. (Solamente la circulación de la edición inglesa alcanza los 660.000 ejemplares.) Supongamos que 100.000 lectores se interesasen por esta sección, y que 10.000 la leyeran y considerasen seriamente la posibilidad de participar. En cualquier caso, tomaré esta última cifra como población del campo.

En mi artículo de agosto había yo expuesto detalladamente mi razonamiento "super-racional" para el Dilema de Platonia, y mostrado la necesidad de lanzar un dado de n caras para decidir si participar o no. Aquí es aplicable un razonamiento parecido.

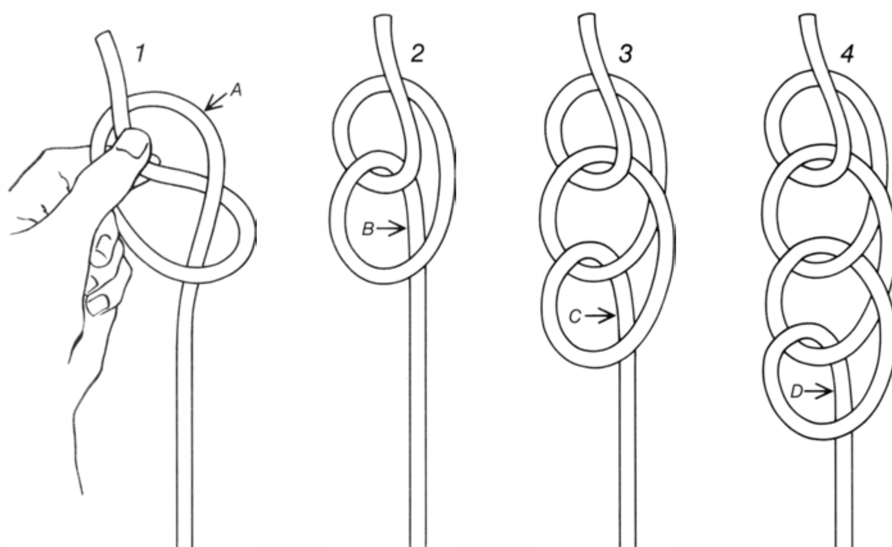
En el Dilema de Platonia, donde resultaba fatal que hubiese más de un concursante, el dado ideal había de tener N caras, siendo N el número de jugadores. Por tanto, 10.000 jugadores



6. Un rompecabezas de nudo y anillo, venido de la India

equivalen a un dado de 10.000 caras. Pero en la Lotería Seductora, las consecuencias de concursar más de una vez no son tan drásticas. Así pues, el número ideal de caras del dado resulta ser alrededor de dos tercios del total de participantes; con 10.000 jugadores, un dado de 6667 caras funciona admirablemente bien. Al darle al dado menos de 10.000 caras aumenta algo la probabilidad para cada jugador de entrar en el concurso, con una sola participación. ¡Será pues muy probable que se reciba el menos una!

Con un dado de 6667 caras, la probabilidad de ganar de cada jugador supra-racional no es exactamente igual a 1/10.000; se aproxima más bien a 1/13.000. La causa es que hay alrededor del 22 por ciento de probabilidad de que ningún dado alcance a presentar la cara adecuada, con lo que nadie llegará a enviar su participación, y nadie ganará. Dándole al dado menos caras, por ejemplo, 3000, el importe esperado del premio resulta considerablemente menor, al ser mayor el número esperado de concursantes. Y al darse al dado más caras, 20.000 pongamos por caso, se corre un riesgo considerable de que nadie llegue a presentarse. Hay por



7. El "punto de cadeneta" de Penrose

consiguiente una solución transaccional, cuyo valor ideal puede calcularse sin demasiada dificultad: 6667 resulta casi óptimo, y es el valor para el cual el importe esperado del premio es máximo: casi 520.000 pesetas, que no son cosa de broma.

Ahora bien, esto significa que si todo el mundo hubiese seguido mi ejemplo del artículo de agosto, yo hubiera probablemente recibido en total una o dos tarjetas como un "1" en ellas, y una de estas afortunadas personas se habría hecho con una suma fantástica. ¿Pero piensa el lector que fue eso lo ocurrido? ¡Claro que no! Sufrí, en cambio, una auténtica avalancha de cartas y tarjetas postales, alrededor de 2000. ¿Y cómo fue el reparto de participaciones? Doy parte de él en la tabla siguiente:

1: 1133
2: 31
3: 16
4: 8
5: 16
6: 0
7: 9
8: 1
9: 1
10: 49
100: 61
1000: 46
1.000.000: 33
1.000.000.000: 11
602.300.000.000.000.000.000.000 (Número de Avogadro): 1
Gúgol (10^{100}): 9
Gúgolplex (100^{gugol}): 14

Esto por lo que se refiee a *Scientific American*. En *Investigación y Ciencia*, aunque el universo era menor, la participación ha sido, proporcionalmente, superior (207 cartas). Véase a continuación parte de las respuestas recibidas:

0: 1
100.000/N + 1: 1
1: 115
2: 8
3: 3
4: 1
5: 4
6: 0
7: 2
8: 1
10: 4
13: 2
23: 1
25: 1
50: 1
100: 7
200: 1
500: 1
526: 1
1000: 2
999.999: 1
1.000.000: 7
9.000.000: 1
Gúgol (10^{100}): 3
$2^{44.497} - 1$: 1
$10^{10.000}$: 1
N: 1
N + 1: 3
999 × N: 1
10^{N}: 1
10^{∞}: 1

Curiosamente, muchos, por no decir casi todos, de los que presentaron sólo una participación se felicitaron por ser "cooperadores". ¡Absurdo y ridículo! Los *auténticos* cooperadores se cuentan entre los 10.000 ávidos lectores que calcularon el número idóneo de caras del dado, que utilizaron una tabla de dígitos aleatorios o algún sistema equivalente, y luego –muy probablemente– se abstuvieron de participar. Tal vez se encuentre entre las mil y pico participaciones individuales la procedente de un cooperador super-racional, pero lo dudo. A quienes se conformaron sencillamente con retirarse *sin* lanzar un dado los caracterizaría yo de perezosos bienintencionados, pero no de cooperadores auténticos –algo así como quienes contribuyen con dinero a una causa política, pero no desean tomarse ninguna otra molestia por el problema. Es la forma comodona de proclamarse cooperador.

Incidentalmente, no se vaya a creer que he terminado de dar la tabla de participaciones. Resulta, empero, un poco descorazonador describir lo sucedido. Hélo aquí, en síntesis. Una muchedumbre de lectores se estuvo devanando los sesos, intentanto dar con números inconcebiblemente grandes. Unos llenaron totalmente su tarjeta con minúsculos 9; otros, con una fila tras otra de signos de exclamación, generando de esta forma factoriales de tamaño colosal. Un puñado de entre ellos llevó el juego mucho más allá, dándose cuenta de que la solución optimal escapa a todo proceder sistemático. Consiste, sencillamente, en un "paquete denso" de definiciones construidas unas sobre otras, seguidas por una línea final donde la de rango más alto es aplicada a un número relativamente pequeño, como el 2, o mejor todavía, el 9.

Como he dicho, recibí unas cuantas de estas participaciones. Algunas de ellas sacaban partido de tan potentes nociones de lógica y teoría de conjuntos que resultó un problema serio establecer una ordenación entre ellas, y ni siquiera está claro si yo, u otra persona cualquiera, podría determinar cuál es el máximo de los números presentados. Ello me sugirió con fuerza la insania de la demencial carrera armamentística que padecemos, con ambos bandos rivalizando en producir tan inmensos arsenales que los equipos de expertos no consiguen siquiera decidir cuál es mayor. Y mientras, los esfuerzos que cada bando realice van en detrimento de todos.

¿Me ha resultado divertido todo esto? Un poco sí, desde luego. Pero al mismo tiempo lo encontré molesto y decepcionante. No es que no lo esperase. Más todavía, era precisamente lo que esperaba que ocurriese, y la razón por la que estaba tan seguro de que la Lotería Seductora no suponía para la revista ningún riesgo.

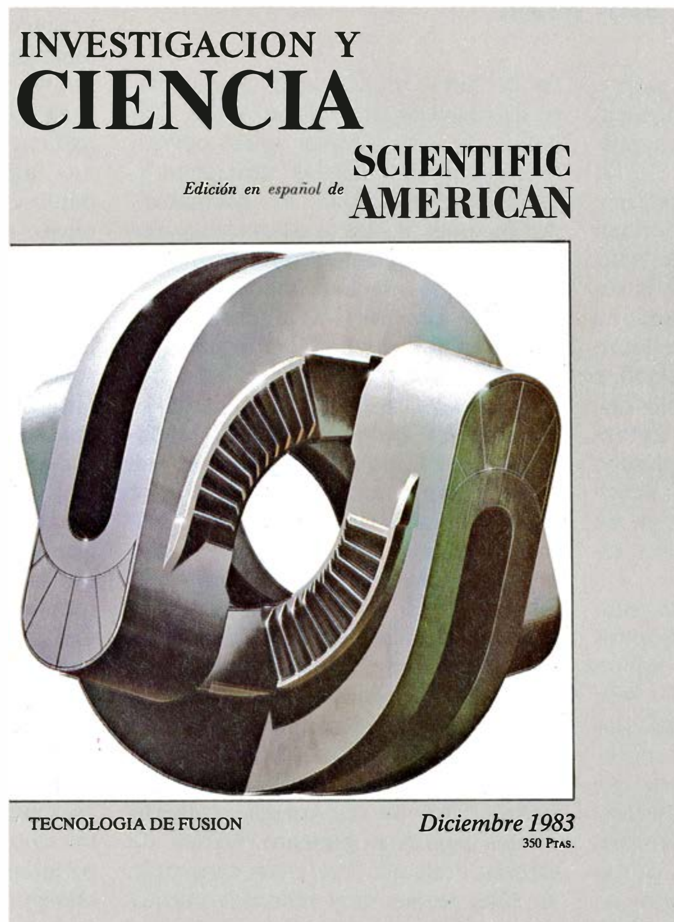
Esta miope carrera, esta absurda ansia de “ser el primero”, revela cómo, en gran multitud, cada persona imagina que sus ocurrencias son únicas. Tengo la sospecha de que la mayoría de quienes presentaron números mayores que 1.000.000 estaban convencidos de que iban a ser los únicos en hacerlo. Muchos de quienes enviaron números como un gúgolplex, o un 9 seguido de cientos de signos factoriales estaban manifestando explícitamente su certidumbre de “ganar”. Y quienes saltándose todas las señales de STOP enviaron definiciones capaces de embrollar a casi todos los matemáticos, estaban *muy* seguros de que iban a ganar. Tal como han ido las cosas no sé quien ganó, ni tampoco me importa, pues el premio es tan aproximadamente igual a cero que ni el mismo Dios detectaría la diferencia.

Bueno, ¿y qué conclusión sacar de todo esto? Nada demasiado serio, aunque confío, eso sí, en que dé a los lectores motivo para detenerse a pensar un instante la próxima vez que hayan de decidir entre “cooperar” o “defraudar”, cosa que probablemente sucederá antes de unos minutos, pues todos nosotros afrontamos tal tipo de decisiones muchas veces al día. Algunas son triviales, pero otras llegarán a tener monumentales repercusiones. El futuro del globo está en sus manos.

Y con esta reflexión, un tanto sombría quizá, habré de poner fin a mi colaboración como columnista de *Investigación y Ciencia*. Ha sido para mí una oportunidad valiosa y enriquecedora. Muy grato me ha sido disponer de este estrado, desde donde expresar mis ideas y preocupaciones. He disfrutado (a veces) con los enormes envíos de correo, y desde luego, ha sido un gran placer conocer nuevos amigos gracias a este medio. No echaré de menos la temida fecha límite mensual, pero sin duda me encontraré con ideas que hubieran sido buenos artículos en “Temas metamágicos”. Los tendré presentes, y tal vez en alguna oportunidad futura escriba una colección de ensayos parecida.

Pero por ahora me ha llegado el momento de mudarme a nuevos territorios: aspiro a retornar a mi vida profesional y a una mayor privacidad. Adiós, por tanto, con mis mejores deseos, a usted y a todos los lectores de la revista, de este número, de este ejemplar, de esta sección, de esta página, de esta columna, de esta frase, esta línea, y por último, aunque no menos importante, este “este”.

Seguiremos explorando los campos del conocimiento



TECNOLOGIA DE LOS REACTORES DE FUSION POR CONFINAMIENTO MAGNETICO, por Robert W. Conn
Los trabajos sobre producción de potencia por fusión nuclear superan los análisis de viabilidad científica, para entrar en el campo de la ingeniería.

LA ESTRUCTURA DEL UNIVERSO A GRAN ESCALA, por Joseph Silk, Alexander S. Szalay y Yakov B. Zel'dovich
Quizá refleje la existencia de perturbaciones de densidad en los inicios de la gran explosión.

LA MADURACION DEL ARN, por James E. Darnell, Jr.
En las células nucleadas, como la humana, el ARN sufre numerosas transformaciones entre su transcripción y su traducción.

EL MAR MUERTO, por Ilana Steinhorn y Joel R. Gat
Hace cinco años empezó a cambiar el lago más salado de la tierra; desaparece un cuerpo de salmueras fósiles, al que sustituyen aguas menos saladas que flotaban sobre ellas.

SEIS MILENIOS DE MATANZAS DE BISONTES, por B. O. K. Reeves
Los indios americanos mataban bisontes obligándoles a saltar en manada por un despeñadero.

LA EXTINCION DE LOS AMMONITES, por Peter Ward
Los cambios registrados en las conchas de esos animales marinos parecen indicar que sostuvieron una batalla perdida contra depredadores trituradores de conchas con mayor capacidad de movimiento.

NEGOCIACIONES BILATERALES Y CARRERA DE ARMAMENTOS, por Herbert F. York
Revisión histórica de las conversaciones entre los Estados Unidos y la Unión Soviética donde se exploran los respectivos problemas.

CUASIMOLECULAS, por Armando Riera
El estudio de las moléculas diatómicas no es ninguna área cerrada y conclusa. ¿Qué dice de ellas la química cuántica?

INVESTIGACION Y CIENCIA

Taller y laboratorio

Cáusticas: curvas matemáticas generadas al proyectar luz a través de plástico ondulado

Jearl Walker

Las cáusticas son figuras de puntos y rayas luminosos que se forman cuando la luz llega a una superficie tras refractarse o reflejarse. Se las ve sobre un mantel si la luz se refracta en un vaso de vino blanco. Se forman en el fondo de una piscina cuando la luz solar se refracta en las ondas de la superficie. Pero yo las prefiero cuando se dirige un rayo láser a través de un trozo de plástico, irregularmente ondulado, e ilumina una pantalla con una bella distribución de líneas luminosas. Entonces, el menor movimiento del plástico de un lado a otro del haz pone en danza las imágenes luminosas que crean un abigarrado conjunto de nuevos dibujos.

Las figuras cáusticas pueden ser simples o complejas. Materiales distintos originan dibujos distintos. ¿Es infinito el número de figuras posibles, o bien cabe clasificarlas en grupos de dibujos elementales? Hasta hace muy poco, pensaba que el número de figuras era infinito. Pero descubrimientos recientes en el campo de la óptica han revelado que es posible estudiarlas de un modo ordenado. Se sabe ahora que existen sólo unos cuantos dibujos fundamentales, los cuales reciben el nombre de catástrofes elementales.

Tal clasificación se basa en la teoría de catástrofes, método matemático creado en los años setenta por René Thom, del Institut des Hautes Études Scientifiques, de Bures-sur-Yvette, Francia. Michael Berry, de la Universidad de Bristol, ha aplicado esta teoría al estudio de las cáusticas. En los trabajos de éste he basado mi artículo.

Con el propósito de observar cáusticas utilicé el haz de un láser de helio-neón, dirigiéndolo a través de una lámina de plástico transparente de superficie ondulada. Procedía de la tapa de un portalámparas de fluorescentes. Lejos de ser un dibujo uniforme, poseía algo parecido a una distribución caprichosa de salientes y entrantes. A cierta distancia del plástico situé una pantalla para recoger las cáusticas.

Sin más que mover el plástico a través del haz se me ofrecía un gran número de cáusticas en sucesión rápida. Las había que eran simples líneas curvas; otras, muy complicadas, dibujaban líneas luminosas que se solapaban. Acompañando a las cáusticas aparecían también figuras de interferencia, lo que indicaba que las ondas luminosas se interferían constructiva y destructivamente en la pantalla. Centré mi atención exclusivamente en las cáusticas.

Las figuras cáusticas pueden descomponerse en varios elementos fundamentales. El tipo más corriente es una curva suave resultante de lo que se llama una catástrofe en pliegue. Además, la figura puede contener un punto brillante, un punto cuspidal, una cola de golondrina, un triángulo, una mariposa o un punto anguloso. Estos elementos fundamentales se derivan de las distintas catástrofes elementales que tienen lugar al refractarse el haz de láser en el plástico ondulado.

Obtuve también cáusticas con un portaobjetos de microscopio cubierto de una capa de pegamento plástico, de espesor desigual. Para estos ensayos la luz láser resulta muy adecuada porque apenas si se abren sus rayos. La luz solar, al desparramarse mucho más, propende a enmascarar algunos de los dibujos cáusticos fundamentales. Sirve cualquier otro foco luminoso, siempre que se halle suficientemente alejado de la sustancia refringente para que parezca una fuente puntual, pues sólo entonces el ensanchamiento de los rayos será lo bastante reducido para que la sustancia refractante dé unas imágenes cáusticas nítidas.

Basta la luz solar para disfrutar de alguna figura cáustica curiosa. Viértase una gota de agua en un portaobjetos, que sostendremos encima de una superficie plana. En ésta aparecerá una figura que presentará cáusticas cuspidales repartidas por todo el perímetro.

Para abordar la teoría de catástrofes y su relación con la óptica, consideraré las cáusticas que puede generar una onda plana que atraviese una sustancia transparente, una lámina de plástico por ejemplo. Antes de que la luz llegue a la hoja, se propaga en el sentido positivo del eje z, tal como se representa en la figura 3. La noción de superficie de onda facilita mucho el seguimiento del avance de una onda luminosa. Se trata de una superficie imaginaria donde todas las porciones de la onda están en fase. Por ejemplo, si la luz se considera a la manera de una onda formada por crestas y senos, en un instante estarán pasando, por esa superficie imaginaria, únicamente crestas. Poco después la atravesarán únicamente senos.

La forma de la superficie de onda se expresa matemáticamente mediante una función f de la distancia entre un punto cualquiera de la superficie y un plano subyacente x-y, que hace de plano de referencia. Cuando la luz es una onda plana, f es muy sencilla: la superficie de onda es plana y paralela al plano x-y. Así, todos los puntos de la superficie de onda se encuentran a la misma distancia del plano x-y y f es sólo una constante.

La idea de rayo luminoso ayuda también mucho a imaginar de qué modo avanza una onda. Un rayo es un vector que apunta en la dirección de propagación de la luz. Por eso, cuando hay que representar un rayo en una porción de una superficie de onda, se dibuja perpendicular a ésta. Y si la onda luminosa es plana, los rayos se dibujan sin mayor problema: todos son paralelos.

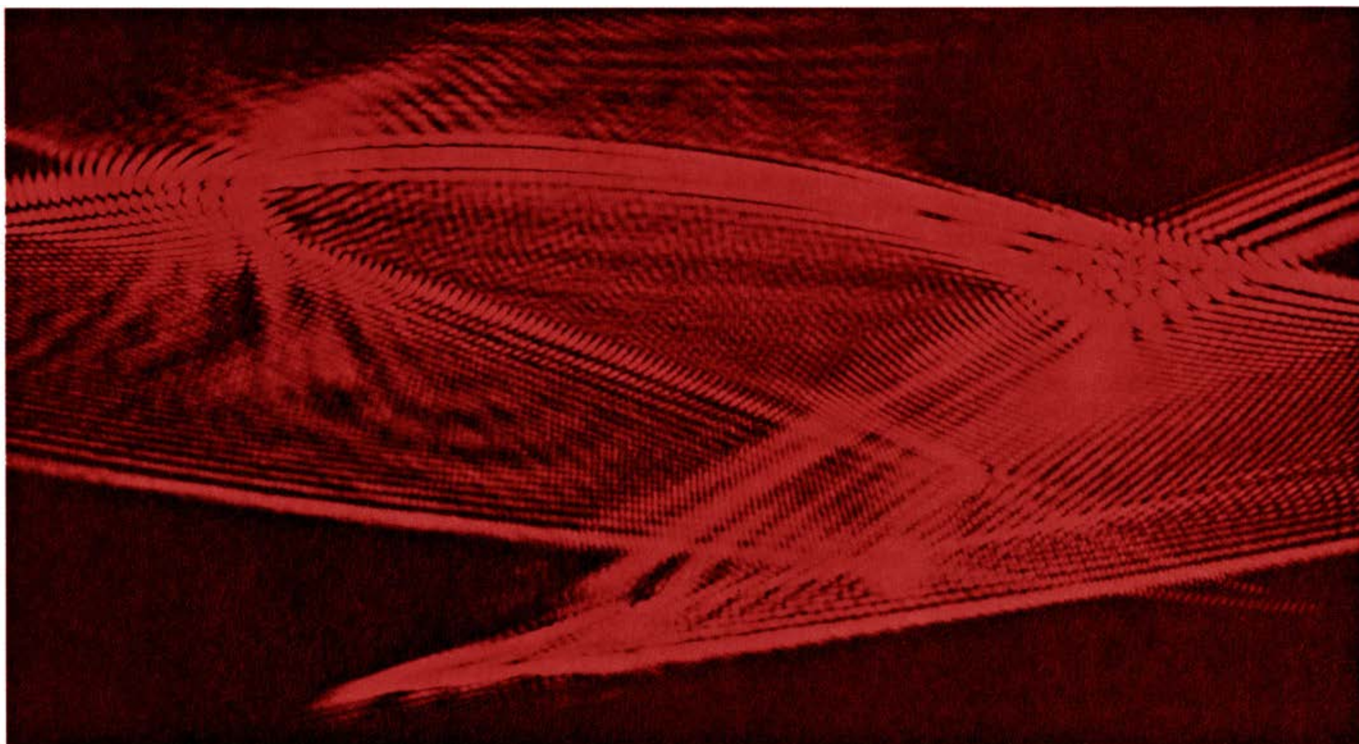
Cuando la onda luminosa atraviesa una lámina de plástico ondulado, la representación de la superficie de onda y los rayos no es tan inmediata. Voy a exponerles algunos de los resultados posibles puesto que, generalmente, se desconoce la forma de la superficie del plástico. Para simplificar, impondré dos restricciones a dicha forma. Primera, la ondulación de la superficie será suave, sin aristas agudas ni dibujos preconcebidos. Las crestas afiladas complicarían el estudio y un dibujo preconcebido podría dominar en la imagen luminosa proyectada en la pantalla. Segunda, las ondulaciones de la superficie deben ser mayores que la longitud de onda de la luz visible, para evitar que la figura sea exclusivamente de interferencia.

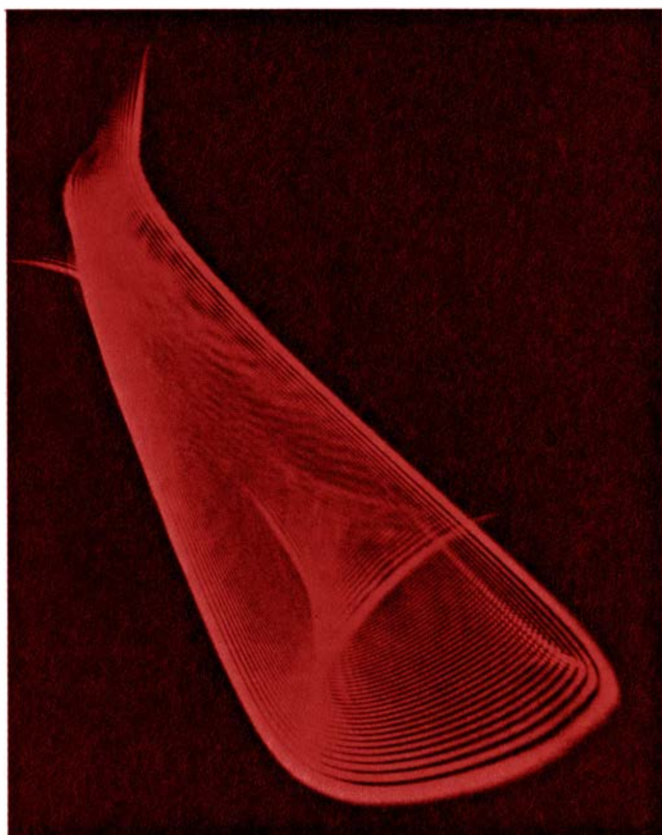
Cuando la onda luminosa atraviesa la lámina de plástico, se refracta en un gran número de direcciones. De ese modo, la superficie de onda deja de ser plana y los rayos ya no corren paralelos al eje z. Además, la función que da la posición de cada punto de la superficie de onda perderá su carácter de constante. Todo punto que esté en un saliente de la superficie de onda se habrá aleja-

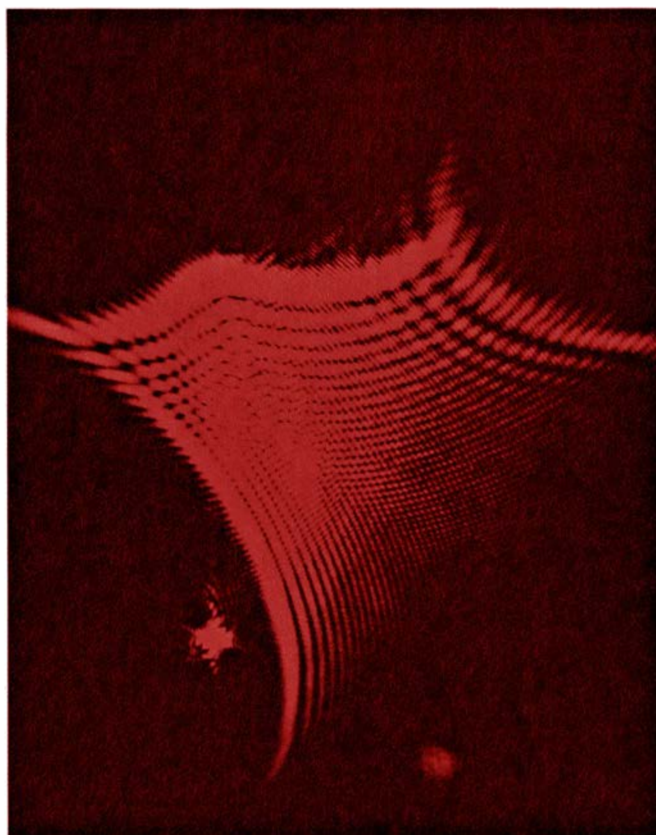
do del plano x-y; por contra, todo punto que esté en una depresión se habrá acercado.

Cuando a esta representación se añadan los rayos, deberán permanecer perpendiculares a la superficie de onda en todos los puntos en los que se dibujen y, como dicha superficie ya no es plana, resultará que los rayos apuntarán en múltiples direcciones. La parte de onda luminosa que atraviesa una porción dada de la superficie de onda se propaga en la dirección del rayo asignado a esa porción de superficie. Por ello, cuando la luz haya atravesado el plástico, será más trabajoso seguir los pormenores de la propagación de la onda luminosa completa.

Más avanzado el eje z se encuentra la pantalla. En ella se observan los resultados de la distorsión que produce el plástico sobre la onda luminosa. Si el plástico fuese plano, la pantalla aparecería iluminada uniformemente. Con







1. Grupo de cáusticas de luz láser

plástico ondulado puede que gran parte de la pantalla se ilumine parcialmente, pero en algunos lugares aparecerán las cáusticas de luz concentrada. Los puntos de éstas se forman con los rayos de luz que en esa zona de la pantalla concentra la lámina de plástico.

Me proponía clasificar los tipos de figuras que pueden aparecer en la pantalla sin referencia alguna acerca de la estructura superficial de la lámina de plástico. La labor consiste en deducir los tipos de figura posibles analizando los tipos de forma que puede presentar una superficie de onda. La teoría de catástrofes predice que dicha superficie sólo ofrecerá un número limitado de formas distinguibles. En consecuencia, sobre la pantalla sólo aparecerán un número limitado de figuras cáusticas fundamentales. Entonces, como toda figura cáustica, por complicada que sea, puede descomponerse en esas figuras fundamentales, la forma de la superficie de onda podrá describirse inmediatamente, pese a que se desconozcan los detalles concernientes a la superficie del plástico.

Para determinar las formas posibles de las cáusticas hay que examinar la curvatura de la superficie de onda. En la figura 5 se representa un corte de un saliente de dicha superficie. Se incluye el eje x del plano x-y subyacente. Veamos de qué modo se curva esta sección respecto a ese eje x. Dos zonas de la misma son curvas y hay una parte (la inflexión en el costado del saliente) que no lo es. Los rayos procedentes de las zonas curvas se desparramarán por la pantalla sin agruparse. Los rayos procedentes de la parte recta se concentrarán en un punto contribuyendo así a la formación de una cáustica.

Esta figura corresponde sólo a una sección de la superficie de onda. Junto a ella podrá representarse otra por debajo de la cual habrá que volver a dibujar parte del plano x-y subyacente. Por comodidad llamaré también x a esta dirección, aunque pueda diferir de la dirección de la primera rebanada.

Una parte de la falda de esta segunda sección carece de curvatura. Acaso esta zona caiga un poco más alta o más baja sobre la falda que antes, pero este detalle no importa precisamente ahora. La cuestión es que siempre se puede hacer un corte en la superficie de onda y examinar la curvatura de esa sección. Si alguna parte de tal sección carece de curvatura, podrá contribuir a la formación de una cáustica en la pantalla.

Supongamos que se hayan localizado todos los lugares no curvos de una superficie de onda. En el plano x-y subyacente imaginemos una línea L que se encuentre precisamente debajo de todos esos puntos. La forma de esa línea L determina la forma de las cáusticas. Habitualmente L crea en la pantalla una línea luminosa suavemente curva, pero puede crear varias figuras cáusticas: las otras catástrofes elementales.

El análisis gráfico facilita notablemente el empleo de la teoría de catástrofes. Consideremos otra vez la ilustración de la sección de un saliente de la superficie de onda. Los rayos que parten de sus costados van a parar a distintos puntos de la pantalla. El eje a sirve para ubicarlos. (Esta ilustración puede ser engañosa, pues la pantalla ha tenido que representarse cercana a la superficie de onda.)

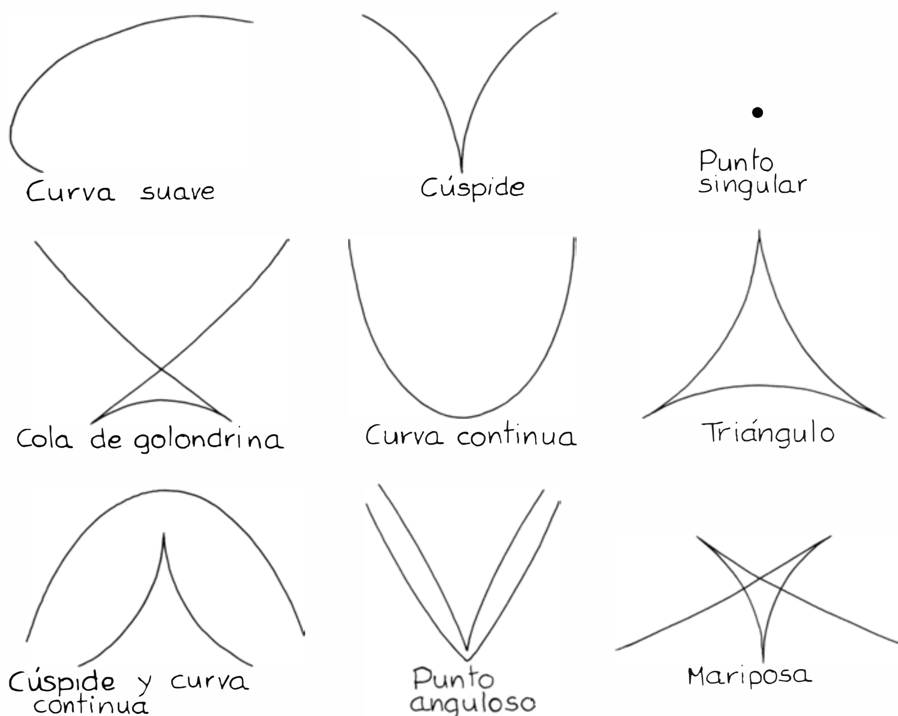
Los rayos que arrancan del fondo del saliente apuntan directamente hacia la pantalla. Pero a medida que ascendamos por la falda, comenzarán a apuntar más hacia la izquierda, hasta llegar a un límite, correspondiente a la zona sin curvatura de nuestro interés, a partir del cual comenzarán a apuntar cada vez menos hacia la izquierda, para volver a hacerlo directamente hacia la pantalla al llegar a la cima del saliente.

Como la pantalla está alejada de la superficie de onda, los rayos procedentes del fondo del saliente y de la cima van a parar juntos a la misma zona. Los rayos que salen desviados hacia la parte izquierda de la pantalla son los que parten de la ladera del saliente. En resumen, se tiene que los puntos de la superficie de onda (comprendidos entre el fondo y la cima del saliente) están enlazados mediante los rayos a puntos de la pantalla.

Esta conexión se expresa mejor en función de los valores de x (sobre el eje bajo la superficie de onda) y a (sobre el eje que cruza la pantalla). La figura 7 muestra la relación entre esos valores. Para los valores grandes de a hay dos zonas en la superficie de onda que contribuyen con rayos. Por ejemplo, las partes superior e inferior del saliente envían ambas sus rayos aproximadamente al mismo lugar. La óptica clásica permite calcular la intensidad luminosa en ese punto del eje a. Esos rayos no se concentran; la intensidad será, pues, inferior que en una cáustica.

Cerca del pliegue de la curva, el valor de a alcanza un límite que establecen los rayos provenientes de la falda del saliente. La curva se pliega para el valor límite; significa ello que a ese punto de a llegan un gran número de rayos procedentes de un intervalo de puntos de x. Según la óptica clásica, en el punto de plegamiento en a la intensidad es infinitamente grande. Tenemos ahí un punto cáustico.

Esta distribución es una catástrofe en pliegue. Expresión que implica que la relación gráfica entre los puntos x (asociados a la superficie de onda) y los puntos a (de la pantalla) presenta un plegamiento. La palabra catástrofe es la adecuada. Los puntos de a separados de la cáustica reciben una sencilla contribución de rayos; un rayo procedente



2. Clasificación de las figuras cáusticas

de un valor de x grande y otro de un valor reducido. Pero conforme se van considerando puntos cada vez más cercanos al pliegue, los rayos se apiñan bruscamente para producir una mancha brillante en el punto de doblez de a.

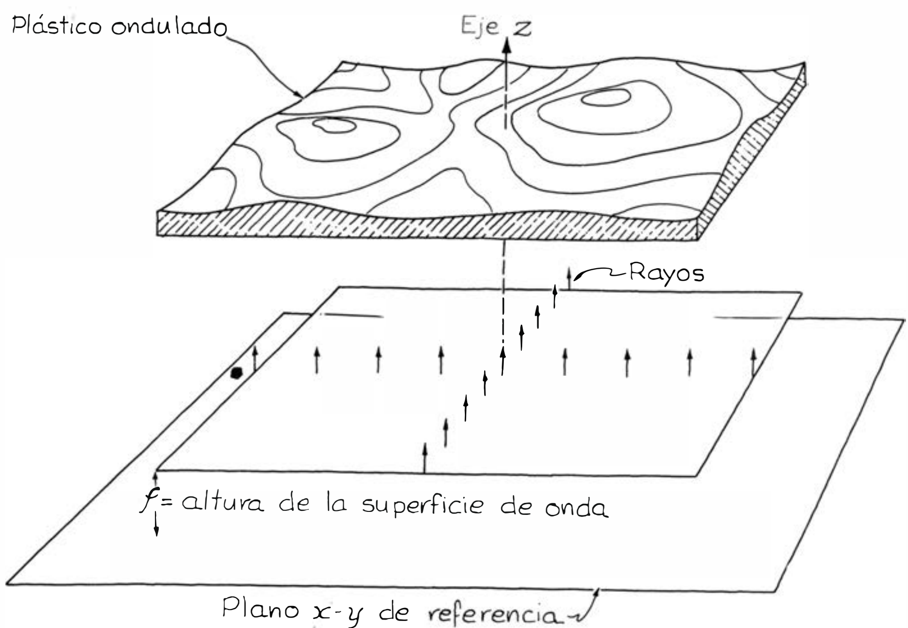
Las relaciones algebraicas entre los valores de x y a para las catástrofes elementales acostumbran a expresarse mediante funciones generadoras. Estas funciones se reseñan en la figura 8. Para la catástrofe en pliegue se necesitan dos variables: a, variable de control, y x, variable de estado. Para obtener la relación entre a y x, en el caso de la catástrofe en pliegue, se deriva respecto a x y luego se iguala a cero la función generadora correspondiente. En la figura 7 se ilustra la expresión resultante.

Hemos visto ya que toda porción de una superficie de onda tiene la posibilidad de crear un punto luminoso en la pantalla. Supongamos que las porciones vecinas a ésta contribuyan, asimismo, cada una con un punto luminoso. Este rosario de puntos luminosos forman una línea cáustica suavemente curva, que es la figura que más corrientemente produce una lámina de plástico ondulado interpuesta en un haz de láser. Los puntos de la cáustica son resultado, cada uno, de una catástrofe en pliegue procedente de una porción de la superficie de onda carente de curvatura respecto a una dirección del plano x-y subyacente. La línea L que discurre por debajo de esas porciones de la superficie de onda se transforma, a través de los rayos, en la cáustica que se ve en la pantalla.

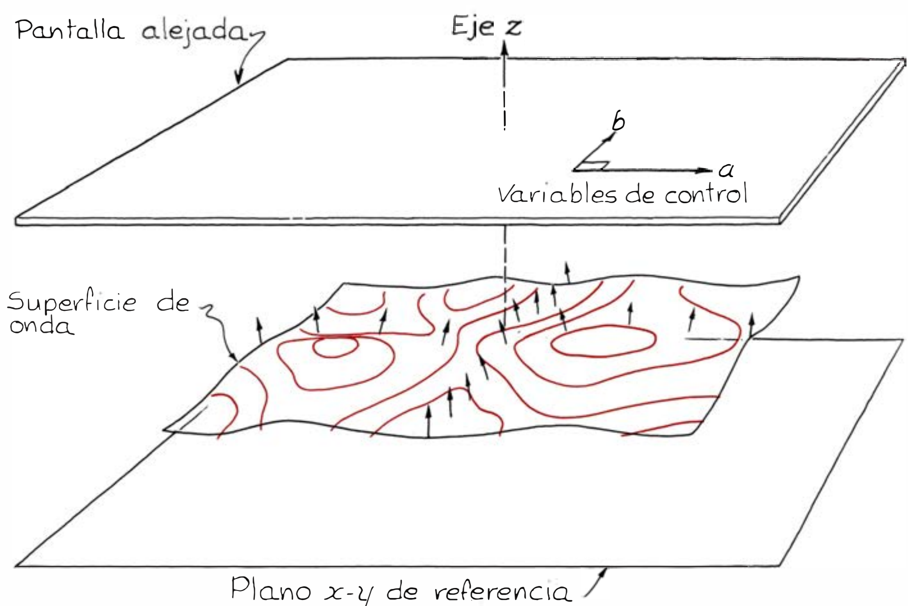
Una catástrofe cuspidal es algo más complicada. En ella interviene la misma variable de estado x en lo que se refiere a la superficie de onda, pero se acompaña de una nueva variable de control b, además de la variable a empleada anteriormente. La relación algebraica entre x, a y b se obtiene derivando la función generadora adecuada respecto a la variable de estado x e igualando a cero el resultado.

Para entender esta relación algebraica también aquí nos ayudará mucho una representación gráfica, ahora tridimensional. Tal como se muestra en la figura 9, dos de las dimensiones de la representación se asignan a las variables de control a y b, mientras que la dimensión vertical se asigna a la variable de estado x.

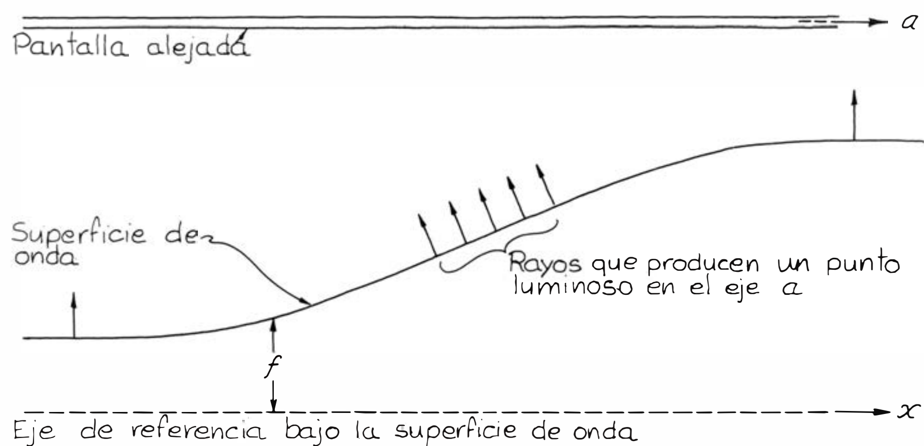
El plano inferior de la figura es el espacio de control y, en realidad, representa la pantalla. Por encima de éste se halla una superficie con un doblez cuya forma depende de la expresión que se



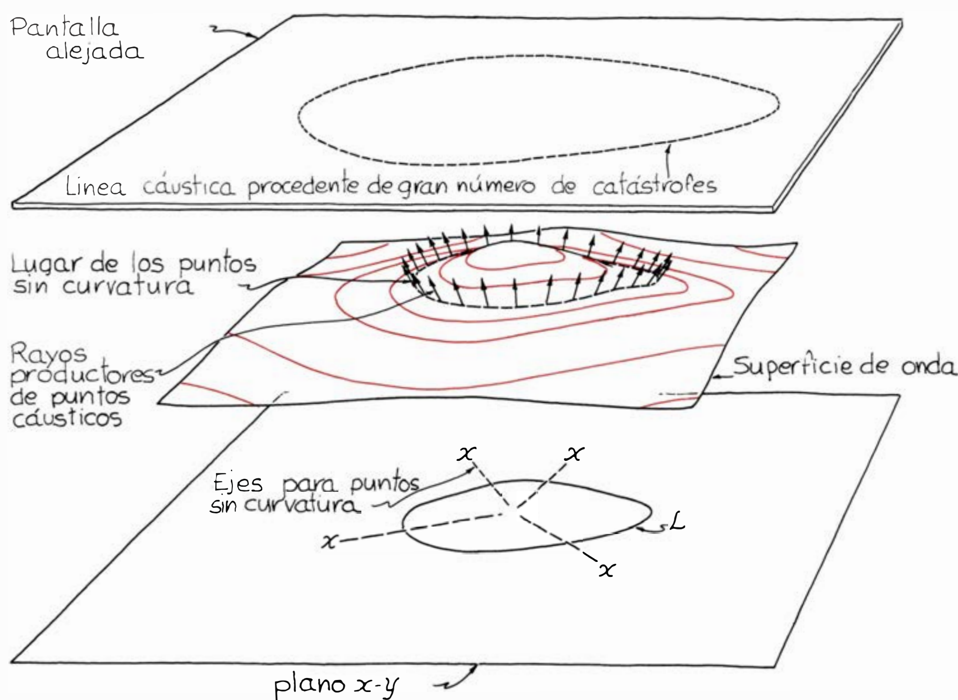
3. Superficie de una onda luminosa antes de llegar al plástico



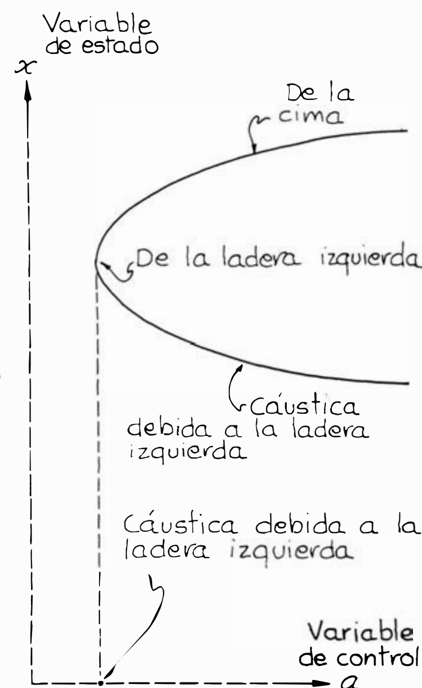
4. Superficie de onda después de atravesar el plástico



5. Rayos procedentes de una falda de la superficie de onda



6. *Así se forma una cáustica de curvatura suave*



7. *Representación gráfica de una catástrofe en pliegue*

obtiene al derivar la función generadora. (No hay que engañarse pensando que tal superficie es visible o tangible. Se trata exclusivamente de la relación matemática entre los puntos señalados x en la superficie de onda y los puntos a y b en la pantalla.)

Lo que se ve en la pantalla es la proyección de la superficie con el doblez sobre la superficie a-b de la representación gráfica. Tal proyección es una cúspide luminosa. O sea, si una lámina de plástico ondulado produce una superficie de onda del tipo adecuado, en la pantalla veremos un punto cáustico cuspidal y no la línea cáustica de curvatura suave que se forma a base de una serie de catástrofes en pliegues simples.

¿Qué tipo de superficie de onda produce una cúspide? Una catástrofe en pliegue es resultado de una zona de la superficie de onda que no posee curvatura a lo largo de una dirección del plano x-y. Llamaré x a esa dirección para una sección cualquiera de la superficie de onda. La línea L pasa por todos los puntos del plano x-y situados debajo de todos los lugares de la superficie de onda carentes de curvatura. En cada uno de los puntos de L pueden trazarse unos ejes x e y tales que x tenga la dirección sin curvatura correspondiente a la parte de la superficie de onda situada precisamente encima de cada punto.

En general, el eje x tendrá, en cada punto, una dirección diferente de la que ostenta la línea L en ese punto. Ahora bien, si la forma de la superficie del plástico es la conveniente, en la superficie de onda puede haber una zona en la cual el eje x coincida allí con la dirección de L. Los rayos procedentes de esa zona van a parar a la pantalla formando una cúspide luminosa.

En la figura 10 se señala un aspirante a constituir una zona de ese tipo en la superficie de onda. Las zonas sin curvatura forman una línea que discurre por la falda de un saliente, lo culmina y luego vuelve a discurrir por la falda. Consideremos la forma de L inmediatamente por debajo de esa línea. Atendamos asimismo a la dirección sin curvatura para los puntos de L. Para todo punto de L alejado de la zona de ascensión, la dirección sin curvatura no coincide con L. Por tanto, dichos puntos contribuirán sólo con catástrofes en

Catástrofe	Variables de control	Variables de estado	Función generadora	Derivada primera
En pliegue	a	x	$\frac{1}{3}x^3 - ax$	$x^2 - a = 0$
Cuspidal	a,b	x	$\frac{1}{4}x^4 - ax - \frac{1}{2}bx^2$	$x^3 - a - bx = 0$
Cola de golondrina	a,b,c	x	$\frac{1}{5}x^5 - ax - \frac{1}{2}bx^2 - \frac{1}{3}cx^3$	$x^4 - a - bx - cx^2 = 0$
Mariposa	a,b,c,d	x	$\frac{1}{6}x^6 - ax - \frac{1}{2}bx^2 - \frac{1}{3}cx^3 - \frac{1}{4}dx^4$	$x^5 - a - bx - cx^2 - dx^3 = 0$
Umbílico hiperbólica	a,b,c	x,y	$x^3 + y^3 + ax + by + cxy$	$3x^2 + a + cy = 0$ $3y^2 + b + cx = 0$
Umbílico elíptica	a,b,c	x,y	$x^3 - xy^2 + ax + by + cx^2 + cy^2$	$3x^2 - y^2 + a + 2cx = 0$ $-2xy + b + 2cy = 0$

8. *Relaciones algebraicas para seis catástrofes elementales*

pliegues simples. Vistos en conjunto se presentan en la pantalla cual líneas cáusticas de curvatura suave. En las zonas de ascensión, la dirección de L coincide con la dirección sin curvatura. Y de ahí que los rayos correspondientes produzcan en la pantalla la punta aguzada de una cáustica cuspidal.

La representación gráfica de la catástrofe cuspidal ilustra la conexión entre los puntos a y b en la pantalla y los puntos x para un trayecto sobre una superficie de onda. Como antes, tal conexión se materializa mediante los rayos que parten de la falda en dirección a la pantalla. Para ponerla de manifiesto he numerado cinco tramos de un trayecto sobre la falda, al objeto de señalar dónde van a parar los rayos que salen de dichos tramos. Se tendrá presente otra vez que, en la realidad, la pantalla se encuentra mucho más lejos de la superficie de onda de lo que parece sugerir la ilustración. Recuérdese asimismo que la cúspide es probable que sea mucho más grande que la superficie de onda.

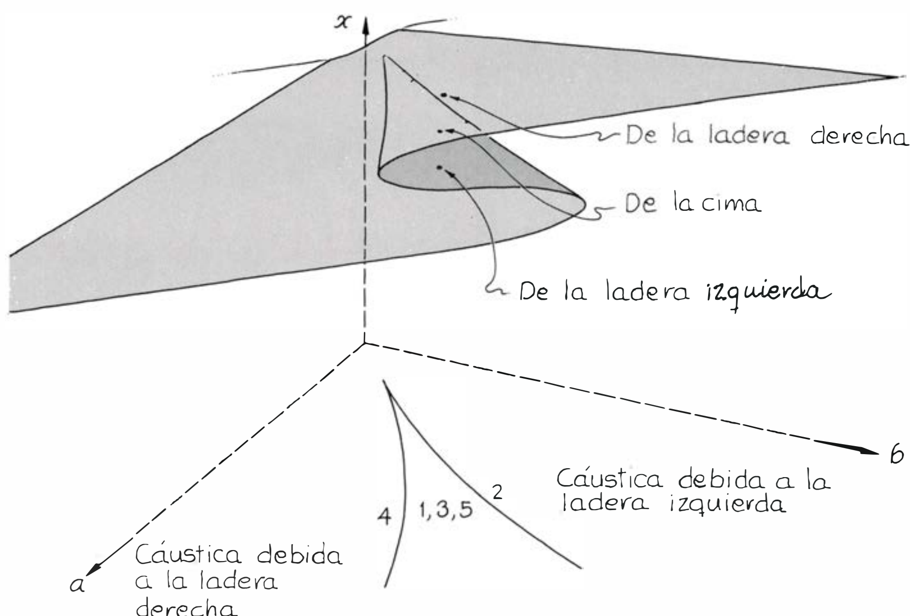
Los rayos procedentes de los tramos 1, 3 y 5 van a parar al centro de la cúspide. Conforme se asciende de un extremo al otro del tramo 2 los rayos se desvían cada vez más hacia la parte izquierda de la pantalla, de tal manera que, a lo largo de ese tramo, los rayos comienzan a arracimarse para formar el ala izquierda de la cáustica. Avanzando más saliente arriba, los rayos vuelven a incidir en la cúspide. El tramo 2 es, por tanto, responsable del ala izquierda de la figura cáustica.

Cuando empezamos a descender saliente abajo por el tramo 4, los rayos son enviados hacia la parte derecha de la pantalla y su apiñamiento responde de la línea cáustica de la derecha. Los rayos emitidos por debajo del tramo 4 de la falda inciden en la cúspide.

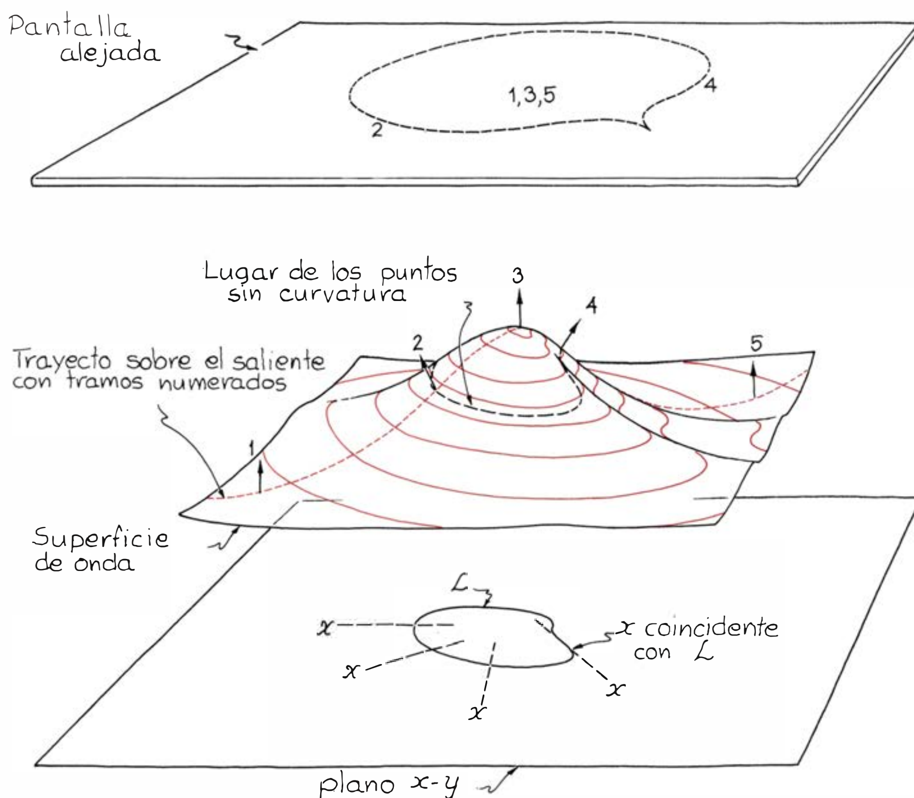
Para la representación tridimensional de la cáustica cuspidal cabe un análisis similar. En la ilustración he girado la cúspide para que pueda imaginarse el doblez contenido en la representación gráfica. He vuelto a colocar rótulos que indiquen a dónde van los rayos originados en el saliente de la superficie de onda. El borde de la cúspide rotulado 4 se halla debajo del pliegue y en la hoja superior. El otro borde se halla bajo el pliegue y en la hoja inferior: el pliegue superior representa la conexión entre el costado derecho del saliente y un borde de la cúspide, mientras que el pliegue inferior corresponde al costado derecho y al otro borde.

Por fuera de la zona de la cúspide la pantalla aparece sin iluminar. Las porciones de la superficie con el doblez situadas por encima de esas zonas oscuras son ajenas y pueden eliminarse de la representación. Los puntos centrales de la cúspide se encuentran bajo tres hojas. La superior representa el enlace correspondiente a los rayos que salen del saliente por la ladera derecha, por debajo de la porción 4; la hoja intermedia a los rayos que proceden de la cima del saliente; y la de abajo a los que proceden de la porción con el número 1.

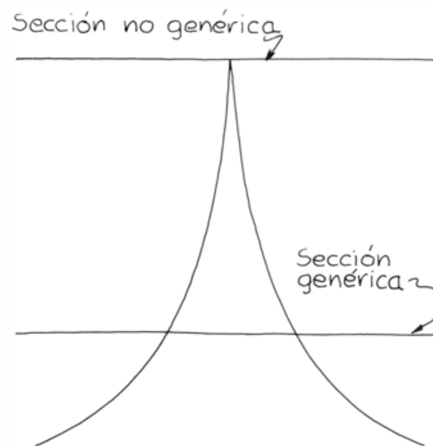
Consideremos seguidamente la parte de la superficie más próxima al punto donde el doblez desaparece. Ese punto recibe el nombre de singularidad y, en él, la representación gráfica corresponde a los rayos que se originan en la parte ascendente y que inciden sobre la



9. Representación de una catástrofe cuspidal



10. Creación de una catástrofe cuspidal



11. Secciones en una cáustica cuspidal

pantalla en la punta de la cúspide. Más allá, la superficie no tiene doblez, ni se producen cáusticas bajo esa porción.

Una parte de la teoría de catástrofes trata de la clasificación de las porciones de una catástrofe en genéricas y no genéricas. Estos términos podemos aclararlos valiéndonos de dos rectas que rebanen la figura cuspidal. Hagamos que la primera de ellas atraviese los dos bordes de la cúspide, muy lejos de la punta de ésta. Tal recta cortará dos catástrofes en pliegue, una por cada borde de la cúspide. De un seccionamiento así de la cáustica se dice que es genérico, en el sentido de que una leve alteración de la recta no produce una variación importante en el tipo o número de catástrofes que su traza cala. Efectivamente, acercando o alejando un poco la recta de la punta de la cúspide, seguirá pasando por dos bordes y, por ello, seguirá calando dos catástrofes en pliegue.

Sea ahora una recta que pase directamente por la punta de la cúspide. Tal recta calará únicamente una catástrofe en pliegue, la responsable precisamente de la punta de la cúspide. De este seccionamiento de la figura catastrófica se dice que es no genérico, en el sentido de que una leve alteración de la recta puede tener un efecto espectacular en lo que la misma secciona. Así, desplazando la recta un poco hacia la parte posterior ya no calará parte alguna de la figura catastrófica. Y si se desplaza un poco hacia la parte delantera, calará dos catástrofes en pliegue y no una. El paso desde una zona genérica de una figura catastrófica a otra no genérica se conoce como desplegar la catástrofe.

La naturaleza de las catástrofes elementales depende del número de variables de control y de estado que intervienen en la producción de una figura cáustica sobre la pantalla. Para producir una catástrofe en pliegue hacen falta sólo una variable de estado (x) y otra de control (a); para producir una catástrofe cuspidal se necesita una variable de control adicional (b). Si la luz atraviesa una lámina refringente, son posibles variables de control en número mucho mayor, además de las dos asociadas a la posición en la pantalla. Por ejemplo, si la sustancia refringente fuese una gota de agua, la presión en su interior podría ser una tercera variable de control, ya que es capaz de alterar la forma de la gota.

Si una figura cáustica posee una variable de estado (que seguirá siendo la recta x) y tres variables de control, la catástrofe se llama en cola de golondrina. La relación algebraica entre las variables se obtiene derivando respecto a la variable de estado la función generadora e igualando a cero el resultado. La relación así obtenida, al ser tetradimensional, no puede representarse gráficamente.

Puede, eso sí, representarse la proyección de la superficie con el doblez sobre el espacio tridimensional de las variables de control. El método se asemeja al seguido para la catástrofe cuspidal, en el que la superficie se proyectaba sobre el fondo de la representación (o plano de las variables de control) con el propósito de estudiar la cúspide. En la figura 12 se muestra la proyección de la superficie ramificada en cola de golondrina sobre el espacio de control.

Y bien, ¿qué permite ver en la pantalla una catástrofe de este tipo? Desde luego, no la proyección completa (que es tridimensional). Sólo se distingue una sección transversal de esa proyección. Para facilitar los seccionamientos he rotulado los ejes de la misma. Dos de estas dimensiones son las variables de control a y b asociadas a puntos de la pantalla, y la tercera (c) es otra variable susceptible de hacerse variar durante la experiencia.

Para imaginar las figuras que pueden aparecer en la pantalla pensemos en una sección de la proyección para un determinado valor de la tercera variable de control. Por ejemplo, un seccionamiento que se efectúe junto al lado izquierdo de la ilustración recordará a un pájaro, y de ahí el nombre que se da a esta catástrofe. Si esta tercera variable de control posee el valor conveniente, en la pantalla se verá esa figura.

Imaginemos ahora que seccionamos la proyección para otros valores de la variable de control y que los cortes los hacemos progresivamente hacia la parte posterior de la figura. De este modo, acabará apareciendo una sec-

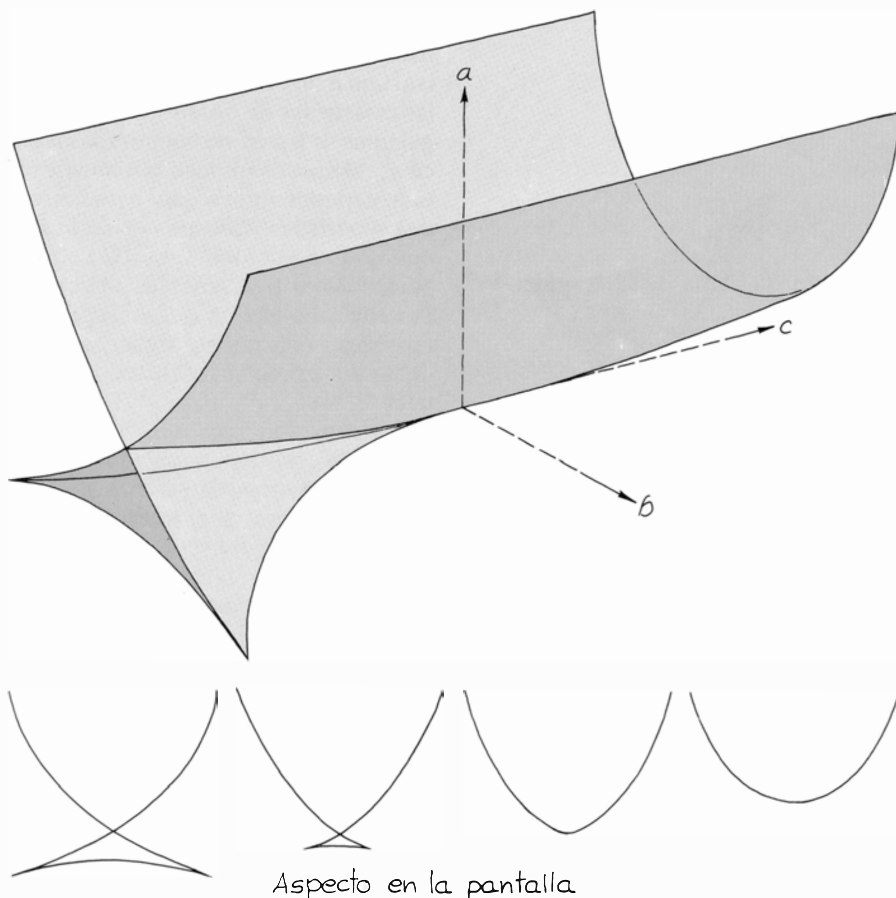
ción que dé una curva sencilla, a partir de la cual todos los cortes serán similares. O sea, un corte en la parte delantera de la figura da una cola de golondrina en la pantalla y un corte en la parte trasera da una curva sencilla.

El corte que separa ambas posibilidades corresponde a una sección no genérica; los demás corresponden a secciones genéricas. Si es posible ajustar la tercera variable de control, conseguiremos que la figura cáustica varíe de la cola de golondrina a la curva simple. Esto se describe diciendo que la catástrofe se pliega o se despliega. Por ejemplo, al desplazar el corte desde la sección no genérica hacia adelante o hacia atrás decimos que se despliega (o que desplegamos) la catástrofe.

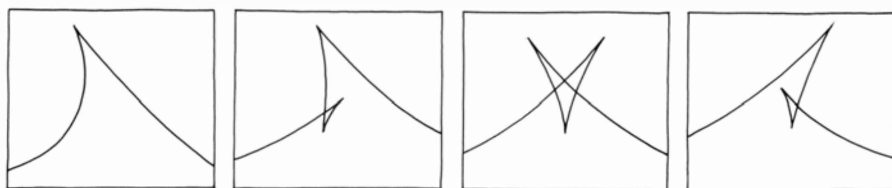
Cuando hay cuatro parámetros de control y uno de estado, la catástrofe es del tipo en mariposa. La relación algebraica entre ellos se obtiene, como siempre, derivando la función generadora. El resultado es de representación gráfica imposible, pues expresa una superficie con dobleces pentadimensional. Tampoco es posible dibujar su proyección sobre el espacio de control tetradimensional. A lo sumo, podemos dibujar secciones tridimensionales de esta proyección. No he ensayado esa posibilidad, sino que me he limitado a presentar las figuras que es posible aparezcan en la pantalla, que es sólo una sección bidimensional sacada de estas configuraciones más complejas. En la figura 13 se muestran algunas creaciones de este tipo. El nombre de la catástrofe deriva de la forma que presentan algunos dibujos.

Hasta aquí me he ocupado de las dimensiones más altas de las variables de control, mientras retenía una variable de control en x. Pero sucede que la sustancia refringente posee otra variable de estado, y. Cuando hay tres variables de control y dos variables de estado, la catástrofe se califica de umbílico hiperbólica. La relación algebraica se obtiene derivando primero respecto a x, y luego respecto a y, la función generadora e igualando a cero ambos resultados, lo que produce dos expresiones. Aunque no pueda representarse gráficamente la superficie ramificada correspondiente a esas expresiones, sí es posible dibujar su proyección sobre el espacio de control tridimensional, tal como se muestra en la figura 14.

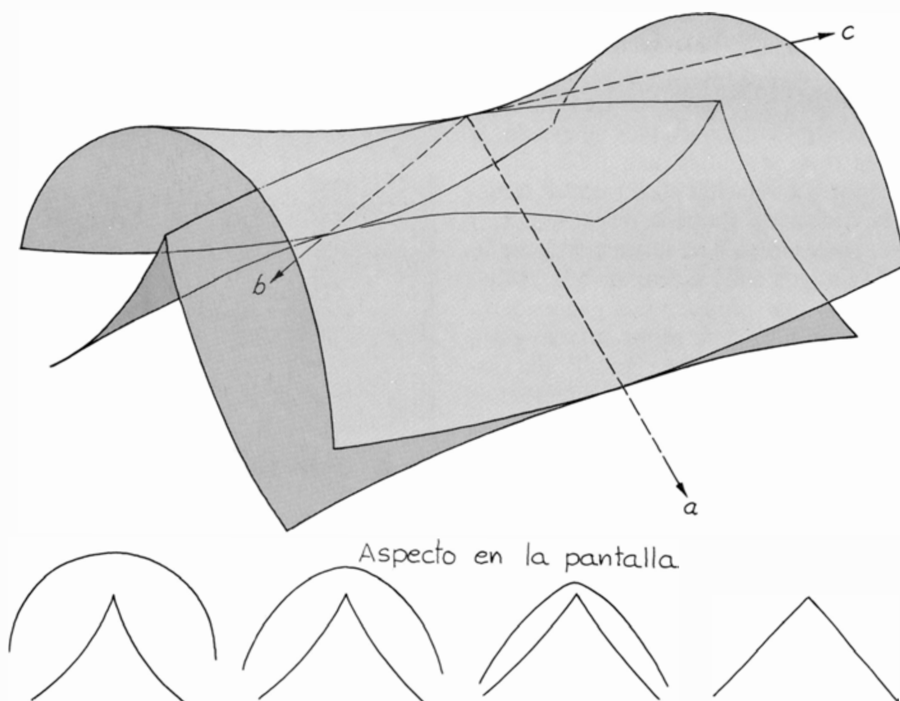
En la pantalla lo que aparece es una sección de esa figura, cuya posición dentro de ésta la establece el valor de la tercera variable de control. La sección



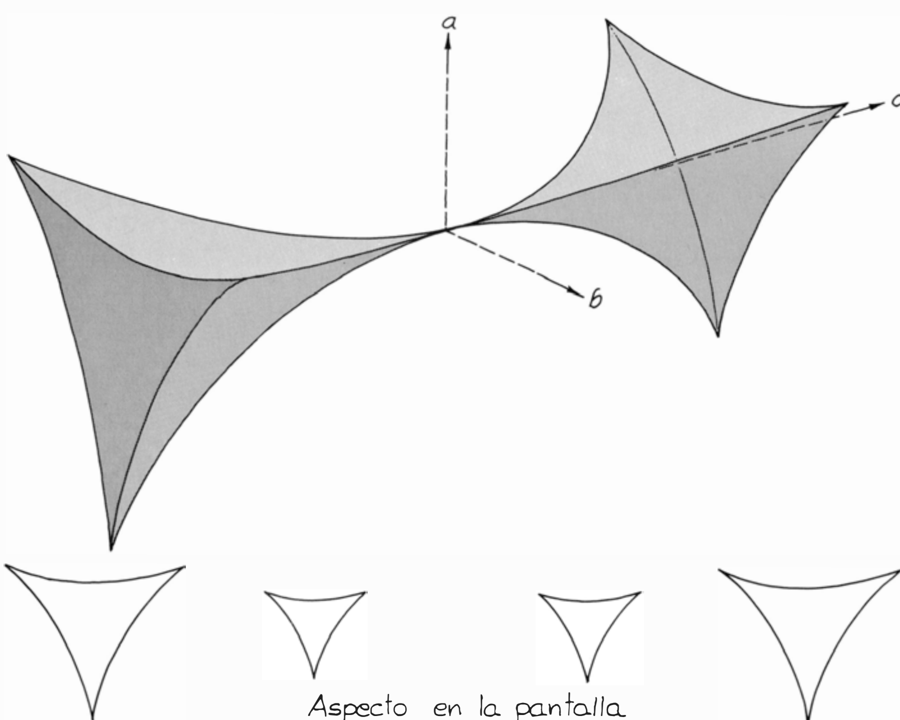
12. Catástrofe en cola de golondrina



13. Catástrofes en mariposa



14. Catástrofe umbílica hiperbólica



15. Catástrofe umbílica elíptica

no genérica se encuentra en el centro de la figura y la cáustica que produce en la pantalla es un pico, o punto anguloso, iluminado cuyo ángulo en el vértice es finito (a diferencia de las cáusticas cuspidales, en las cuales dicho ángulo es nulo). Si en la práctica pudiéramos ajustar la tercera variable de control, esta catástrofe sería desplegable por desplazamiento de dicha sección, con lo que la imagen en la pantalla variaría en concordancia con ello.

Si se mueve la sección hacia la parte delantera o trasera del punto umbílico hiperbólico, el punto anguloso se despliega para formar una curva suave en torno a una cúspide. Suponiendo que esa figura aparezca en la pantalla cuando se intercale una lámina de plástico en un haz de láser, se dice entonces que tal figura es un punto umbílico hiperbólico desplegado.

La combinación de tres variables de control con dos de estado puede dar un punto umbílico elíptico. A ésta se asigna una función generadora diferente, de la cual se deduce una relación algebraica diferente entre las variables. En la pantalla, la sección no genérica produce una cáustica puntual y las secciones genéricas triángulos de lados curvos. Cuando se despliega un punto umbílico elíptico, el punto cáustico se transforma en triángulos.

Es ciertamente posible aumentar aún más el número de variables de control con una o dos variables de estado, pero las catástrofes de orden superior consiguientes se hacen de comprensión difícil y, además, son poco probables. En todo experimento en que se interponga una superficie refringente en un haz luminoso lo más probable es que sólo importen dos o tres variables de control. Por ello cabe esperar que en la pantalla aparezcan únicamente figuras a partir de las seis primeras catástrofes elementales.

Experimentar con esas catástrofes, utilizando plástico ondulado u otras sustancias transparentes, está al alcance de cualquiera. Si el lector lo intenta y da con una figura producida por una sección no genérica de una catástrofe, puede resultarle interesante tratar de desplegar ésta. He tenido cierto éxito rotando con cuidado una lámina de plástico en un haz láser. Aunque mantenía siempre dentro del haz la misma zona de la superficie del plástico, lo hacía girar en torno a un eje perpendicular al haz, con lo que obligaba a la luz a atravesarlo bajo un ángulo variable. Así, la variable de control que modificaba era ese ángulo, consiguiendo que la catástrofe se plegara y desplegara.

Libros

Biología del conocimiento, iones pesados, ciencia renacentista y geometría fractal

Ramón Margalef, J. L. Ferrero, Julio Samsó y Manuel García Velarde

Biología del Conocimiento. Los Fundamentos Filogenéticos de la Razón, por Rupert Riedl, con la colaboración de Robert Kaspar. Labor Universitaria, Monografías; 252 págs., ilustrado. Barcelona, 1983. Traducción de la tercera edición de una obra publicada por primera vez en 1979. Su autor principal es un distinguido zoólogo, profesor de la Universidad de Viena y bien conocido en las nuestras e incluso en los círculos de aficionados a la inmersión, como autor, entre otros trabajos, de un manual sobre la fauna del Adriático, muy utilizable también para nuestras costas, y como un pionero en la exploración de cavernas submarinas. En este libro, Riedl se encara con temas constantes de la filosofía e intenta la solución de una serie de dificultades y paradojas desde el punto de vista que, si se quiere, se puede llamar biologista, porque supone que las características mentales del hombre son fruto de la evolución, cuyo filtro selectivo ha sido, por supuesto, más la supervivencia que el "conocer la verdad". Muchos naturalistas, entre ellos el propio autor de estas líneas, suscribirían el aserto, que, hay que reconocerlo, resulta anatema, en muchas de sus implicaciones, para amplios círculos intelectuales. Posiblemente el área más conflictiva se halla dónde fijar los límites entre la naturaleza y la cultura; hasta qué punto la base biológica, genética, de la cultura ha sido modelada por presiones de selección en una época prehumana, dando razón de mucho que consideramos irracional y explicando una parte de la variabilidad humana. En otras palabras, el sustrato biológico que todos heredamos, capaz de portar una cultura, no sería ni tan igual ni tan inocente como se le supone, de manera que es difícil sentar las bases de una educación y de una organización social sobre la base de una hipotética *tabula rasa*.

Esta es una de las implicaciones más subversivas del biologismo, que recientemente ha hecho correr mucha tinta, principalmente en su manifestación en forma de biosociología. Este libro está decicado a Konrad Lorenz y esto prueba de qué lado están las simpatías del autor.

Sin embargo, y es de agradecer, el libro rehúye la mayor parte de las discusiones en torno al biologismo y a la biosociología y se centra sobre temas mucho más fundamentales sobre las características de nuestra razón y la forma de adquirir lo que valoramos como conocimiento. Cita la frase de Lorenz, según el cual la vida es un proceso de adquisición de conocimiento. Yo diría convertir el continuo cambio de energía en generación de información. El desarrollo de lo que llama un aparato raciomorfo es el resultado de la evolución, porque su adquisición ha aumentado la probabilidad de supervivencia del hombre, entre las divagaciones de la evolución propia y ajena. Se llega a cierta correspondencia entre la representación interna y las características del mundo exterior –con las que podemos tropezar– lo cual, en opinión del autor, es más que suficiente para explicar las adecuaciones y las situaciones o cualidades menos satisfactorias de nuestra razón. Evidentemente, es conflictivo relacionar el resultado de la operación de un filtro selectivo que ha operado en el pasado con cualquier hipótesis acerca de las causas. Parece que siempre hemos tenido la certeza de que algo o alguien tiene la culpa de cuanto observamos. Pero la causalidad no puede ser sólo producto de la experiencia. De todas maneras, aceptar una finalidad representa una economía de conjeturas. Como vislumbrara Kant, se puede aceptar que la creadora naturaleza persigue con la humanidad un plan razonable, acelerando la adquisición de información, primero la directa, luego los reflejos condicionados, hasta el desarrollo de una cultura. Los juicios previos están basados en programas estables basados, a su vez, en perceptores innatos. Los a priori de la razón son el resultado del aprendizaje del aparato raciomorfo. Pero lo nuevo puede surgir de lo no consciente. Podemos decir que hay un generador de azar que produce sueños y fantasías, la selección escoge lo que da buen resultado –deja sobrevivir– y se recodifica en la memoria de las civilizaciones. Evidentemente aparecen muchos conflictos de la superposición o interferencia entre el aparato raciomorfo y otros impulsos más profundos y menos objetivables. Pero tampoco podemos alejarnos mucho en direcciones para las que no estamos muy preparados. El poderoso aprendiz de brujo empieza a quedarse demasiado solo con la "razón" que se ha construido.

En resumidas cuentas, la vida ha llegado a ser un realista hipotético que admite que existe un mundo real, con una determinada estructura, que es parcialmente cognoscible y hay que ver hasta dónde se puede llegar por ese camino. La función de lo raciomorfo (Brunswik) es mantener la vida, pero no llegar a la verdad, y el quid de la cuestión es utilizarlo para lo último. La vida, por ensayo y error, ha de extraer continuamente las leyes de la naturaleza, a partir del entorno. Consideramos al hombre como una parte de la naturaleza, pero con cierta consciencia que le hace capaz de percibir e interpretar, aunque sólo sea parcialmente, el mundo que no es el hombre; pero debemos completar este esquema por una serie infinita de recursiones, en las que el hombre contempla al hombre que contempla al mundo, y así sucesivamente. El fin aparece como idea, como consuelo, como título honorífico o como unificador de causas formales.

Este es esencialmente el mensaje del libro, el del biólogo, y creo que puede contar con la adhesión de muchos científicos. La parte filosófica, el entretejer esas ideas con numerosos aspectos de la filosofía tradicional, se hace en una serie de capítulos que tratan de las hipótesis, de lo verdadero, de lo comparable, de la causa y de lo pertinente. El referente se considera incalificado para comentar estos temas, cuya lectura no es tan pesada para el no profesional como otros textos con encabezamientos semejantes. Dada la densidad y la precisión del libro hay que encomiar la labor del traductor, Juan Pedro Acordagoicoechea Goicoechea, excepto en algunas cosillas de biología, como la bacteria de Coli (p. 49, 97). Creemos que es un libro muy importante y que puede esclarecer algunos aspectos de las relaciones entre biología y cultura, que han sido muy traídos y llevados re-

cientemente y a veces a un nivel considerablemente menos digno. (R. M.)

HEAVY-ION COLLISIONS. *Proceedings*. La Rábida. Spain 1982. Lecture Notes in Physics, n.º 168. Compilado por G. Madurga y M. Lozano; Springer Verlag. Berlín, 1982; 429 páginas. El rápido desarrollo de la física nuclear ha sido posible gracias a la construcción de aceleradores de partículas cargadas; al estudiar las colisiones de las mismas con núcleos atómicos se obtiene información sobre las fuerzas nucleares que actúan entre los nucleones (protones y neutrones) y que son responsables de la estabilidad nuclear. La construcción en la década de los años sesenta de máquinas capaces de acelerar iones de elementos más pesados que los tradicionalmente usados produjo la aparición de nuevos e interesantes fenómenos. Por ello, en la década de los setenta muchos físicos nucleares se sintieron atraídos por este nuevo campo de investigación que son las colisiones entre iones pesados. Los pequeños aceleradores de partículas ligeras se han cerrado o se dedican a otros usos.

Actualmente existen aceleradores de iones pesados que permiten comunicar energías del orden de 2000 Megaelectronvolt a iones de ^{238}U. Gracias a los mismos se ha podido realizar la síntesis del elemento de mayor número atómico ($Z=109$) muy recientemente en los laboratorios del G.S.I. Darmstadt, Alemania Federal.

El libro que nos ocupa, publicado en la prestigiosa colección *Lecture Notes*, recoge las conferencias pronunciadas en la Escuela Internacional de Verano de la Rábida, organizada por el departamento de física atómica y nuclear de la Universidad de Sevilla.

Nos encontramos, por tanto, ante un conjunto de trabajos realizados por especialistas de primera línea, con el fin de proporcionar una visión de su campo de especialidad a jóvenes graduados que se están iniciando en la investigación, sin desdeñar referirse a los últimos resultados de sus propios estudios.

Se puede distinguir en este libro una primera parte (conferencias 1 a 9) en la que se desarrollan distintos temas básicos de física nuclear, relativos a las colisiones nucleares: interacciones efectivas, modelos de convolución para la obtención de potenciales ópticos, densidades nucleares, etcétera. En la segunda parte (conferencias 9 a 24) se abordan los fenómenos, modelos teóricos y líneas principales de investigación futura en colisiones entre iones pesados. Lo que convierte a la obra en una revisión sobre la aplicación de estas reacciones al conocimiento de la estructura nuclear, apuntando aquellos problemas en los que los iones pesados parecen el instrumento ideal a utilizar.

De los procesos profundamente inelásticos, caracterizados por una gran disipación de energía cinética, se ocupan cuatro ponencias. Varios trabajos desarrollan el tema de los núcleos exóticos o núcleos lejanos de la línea de estabilidad nuclear, cuya síntesis sólo es posible mediante este tipo de reacciones nucleares.

En dos contribuciones más se examina la interpretación teórica de las anomalías observadas en el momento de inercia nuclear de los estados de alta excitación de tipo rotacional de ciertos núcleos y las reacciones nucleares más convenientes para la excitación de dichos estados.

Las resonancias gigantes nucleares [véase "Vibraciones del núcleo atómico", por George F. Bertsch; INVESTIGACIÓN Y CIENCIA, julio de 1983] son tratadas en otro apartado en relación con los iones pesados, señalándose la necesidad de disponer de haces de iones de más energía y mejor calidad que los actuales para que puedan ser eficazmente estudiadas. Los estados moleculares nucleares merecen, a su vez, un apartado, como también los últimos resultados obtenidos en las colisiones entre iones muy pesados (^{238}U-^{238}U). Se analizan los fenómenos de ionización y formación de pares electrón-positrón, que son originados en la cuasimolécula atómica formada durante el tiempo en que los dos iones están próximos.

La aparición de este libro nos ofrece la oportunidad de reflexionar sobre la situación en que se encuentra la física nuclear en nuestro país. La tradicional escasez de medios dedicados a la investigación sólo ha permitido, hasta ahora, la existencia de pequeños grupos experimentales que trabajan merced a las facilidades que se les concede en centros de investigación extranjeros y un número ligeramente más numeroso de físicos que realizan trabajos de investigación en física nuclear teórica. Es de esperar que nuestra vuelta reciente al CERN (Centro Europeo de Investigación Nuclear), dedicado fundamentalmente a la investigación en la física de altas energías, signifique un cambio con relación a la física nuclear. Todos los países miembros de esa institución tienen numerosos laboratorios y centros de investigación en física nuclear a los que dedican un presupuesto mayor que su cuota anual de participación al CERN, en donde se realiza de forma cooperativa las investigaciones que los diferentes países no podrían costear aisladamente. ¿Cuándo lo veremos aquí? (J. L. F.)

OPÚSCULOS SOBRE EL MOVIMIENTO DE LA TIERRA, por Nicolás Copérnico, Thomas Digges y Galileo Galilei. Traducción, introducción y notas de Alberto Elena. Alianza Editorial. Madrid, 1983. LOS ORÍGENES DE LA CIENCIA MODERNA, por Herbert Butterfield. Versión castellana de Luis Castro. Taurus. Madrid, 1982. En los dos últimos años hemos asistido a la aparición de la traducción castellana de dos obras copernicanas: el *De revolutionibus*, traducido por Carlos Minguez y Mercedes Testal (Madrid, 1982), y el *Commentariolus* que abre el pequeño volumen *Opúsculos sobre el movimiento de la Tierra* que voy a comentar aquí y que contiene, además, una versión de *A Perfit Description of the Celestiall Orbes* de Thomas Digges (c. 1543-1595) así como de las *Considerazioni circa l'opinione copernicana* de Galileo. Los opúsculos de Digges y Galileo interesarán básicamente a quienes pretendan estudiar la difusión europea de las ideas copernicanas. Fuera de esto, no tienen un gran interés salvando el que representa que Digges afirme, por vez primera, la infinitud del universo en el contexto del nuevo sistema. Recordemos aquí una idea bien conocida: un sistema heliocéntrico tiene, forzosamente, que concebir un universo mucho mayor que un sistema geocéntrico dado que, con los medios de los que se disponía en el siglo XVI, la paralaje estelar no era observable, lo que forzaba a una ampliación del cosmos ptolemaico. Esto es lo que hace Copérnico, por ejemplo, en el cuarto postulado de su *Commentariolus*, pero la ampliación, en sí, no constituye ninguna novedad ya que había sido concebida por uno de los primeros defensores del heliocentrismo, Aristarco de Samos, en el siglo III a. de C. Recordar aquí a Aristarco es, quizás, algo más que una simple nota erudita ya que ciertas formulaciones que aparecen en el texto de Digges para ponderar la grandeza del universo parecen relacionarse con el resumen que Arquímedes hace, en el *Arenario*, del sistema aristarquiano. Por otra parte, recordemos también que el universo ptolemaico había sufrido una notable ampliación a lo largo de la Edad Media y que la aparición de ideas de esta índole en Copérnico resulta totalmente natural. Ahora bien, de

un universo muy grande (el de Copérnico) a un universo infinito (el de Digges y, más tarde, el de Giordano Bruno) va una distancia infinita. Podemos agradecer a Alberto Elena el disponer de este texto.

Desde mi punto de vista, no obstante, el gran mérito de este librito de Alberto Elena es la versión del *Commentariolus*, primera elaboración del sistema heliocéntrico por Copérnico quien lo escribió antes de 1514. Se trata de un texto muy breve (18 páginas en la traducción castellana), de carácter divulgador, razón por la cual está exento de las demostraciones matemáticas que caracterizan el *De Revolutionibus*, y que circuló en forma de copias manuscritas en número reducidísimo, no siendo impreso hasta 1878. La celebración, en 1973, del quinto centenario del nacimiento de Copérnico motivó un renacimiento del interés por los estudios copernicanos y por las exposiciones "menores" del sistema, fundamentalmente el *Commentariolus* y la *Narratio Prima* de Rheticus. La bibliografía cuyo conocimiento es imprescindible, hoy, para traducir y anotar el *Commentariolus* resulta bastante impresionante en número y, a pesar de ello, Alberto Elena resuelve muy correctamente los problemas que plantea el texto. Su versión castellana es adecuada y sus notas son honradas y demuestran un excelente conocimiento de la bibliografía fundamental.

Elena aborda incluso uno de los temas más polémicos suscitados por la historiografía en el último cuarto de siglo: el de la influencia árabe en el pensamiento copernicano y, muy particularmente, en el *Commentariolus*. No se trata sólo de la influencia de aquellos astrónomos árabes que, como al-Battani, habían sido objeto de versiones latinas y que, por consiguiente, se encontraban al alcance de los pensadores del Renacimiento. El tema resulta más complejo: desde el siglo XIII surge en Oriente un grupo de astrónomos que aspiran a reformar los modelos planetarios ptolemaicos eliminando el uso de los círculos ecuantes que violaban el postulado pitagórico de acuerdo con el cual los movimientos de los cuerpos celestes son el resultado de la combinación de movimientos circulares y uniformes. Los modelos creados, con esta finalidad, por astrónomos como al-Tusi, al-Shirazi, Ibn al-Shatir, etcétera, vuelven a aparecer en el *Commentariolus* y en el *De Revolutionibus* produciéndose, por otra parte, sospechosas coincidencias en los parámetros utilizados. Existe, además, una motivación común en el trabajo de Copérnico y de sus predecesores musulmanes, ya que aquel pretende también suprimir el ecuante ptolemaico. Por otra parte, las coincidencias llegan a extremos en los que resulta difícil aceptar que lo sean: el lema conocido como *par de al-Tusi* es enunciado por este autor y por Copérnico (en el *De Revolutionibus*) de idéntica manera y va acompañado por una figura geométrica que lleva las mismas letras en los mismos lugares. ¿Conoció Copérnico la labor de estos astrónomos orientales que florecieron entre los siglos XIII y XV?: no hay prueba ninguna de que así fuera, pero existen motivos para sospecharlo. El lector interesado en ahondar el tema encontrará un excelente estado de la cuestión en el libro de Juan Vernet, *Astrología y Astronomía en el Renacimiento. La Revolución Copernicana* (Barcelona, 1974).

Lo anteriormente me lleva a tocar, una vez más en estas páginas, el tema de la supervivencia del medievalismo en ciertos aspectos de la ciencia renacentista y, por ello, a sugerir al lector

que considere atentamente *Los orígenes de la ciencia moderna* de Butterfield cuya versión castellana ha sido reeditada por Taurus en 1982. El origen de este libro se encuentra en unas conferencias pronunciadas por su autor en Cambridge en 1948 y, en sus doce capítulos, trata de manera perfectamente adecuada el nacimiento de la "modernidad" en las ciencias exactas y físico-naturales. Resulta admirable, en este sentido, la ruptura de los esquemas cronológicos que postularían una unidad en el desarrollo de las diferentes disciplinas. La exposición de Butterfield señala claramente el gran desarrollo que ciertas materias adquieren en los siglos XVI y XVII (astronomía, física), mientras que otras (química) no alcanzan un nivel equivalente de progreso hasta los siglos XVIII y XIX. *Los orígenes de la ciencia moderna* sólo tienen, pues, la Edad Moderna como marco cronológico para determinadas actividades científicas en las que se advierte una continuidad con los desarrollos alcanzados en la Baja Edad Media que Butterfield es el primero en reconocer. Es el caso de la física del *impetus* cuyos orígenes sitúa el autor en el siglo XIV europeo (olvidando, en este caso, que remontan al siglo VI). Es el caso también de la revolución copernicana: el capítulo que le dedica Butterfield se titula, muy significativamente, "El conservatismo de Copérnico" y el tratamiento del tema es, a mi entender, un modelo de buen sentido. Frente a la enorme cantidad de absurdos que suelen leerse y oírse acerca de los modelos copernicanos como enorme mejora frente a los de Ptolomeo, reconforta leer que Copérnico adopta la maquinaria planetaria ptolemaica (pág. 37), que "era más bien Aristóteles y no Ptolomeo quien tenía que ser destronado en el siglo XVI" (pág. 33), que Copérnico "más que abrir una nueva época, se ve claramente que está cerrando una" y, finalmente, que en tiempos de nuestro astrónomo "la verdadera revolución científica tenía todavía que llegar" (pág. 41). Pero Butterfield va más allá y señala, asimismo, que esta continuidad con el pensamiento antiguo y medieval llega incluso a Kepler: "Algunos han dicho que Kepler emancipó al mundo del mito del movimiento circular; pero esto no es cierto, porque desde los tiempos de Ptolomeo había ya gente que sabía que los planetas mismos no se movían en círculos regulares" (págs. 69-70). El lector interesado en comprobar la verdad de esta afirmación y darse cuenta de la capacidad que tienen las combinaciones de excéntricas y epiciclos para generar curvas no circulares puede leer *Constelaciones y conjeturas* de Norwood Russell Hanson (Madrid, 1978). Estas mismas ideas son aplicables también a determinados desarrollos dentro de la historia de la biología como el descubrimiento de la circulación de la sangre: un médico sirio del siglo XIII, Ibn al-Nafís, al que Butterfield no identifica por su nombre, establece la circulación pulmonar y es, tal vez (aunque por vías desconocidas), el origen de la formulación realizada en el siglo XVI por Colombo, Servet y Valverde (este último no mencionado por nuestro autor) y florecería definitivamente en la obra de Harvey. Todo esto no constituye ninguna novedad pero es poco corriente encontrarlo, expuesto de manera tan clara, en obras de divulgación como este librito de Butterfield que, recordémoslo, no es un medievalista ni un especialista en historia de la ciencia en la Antigüedad. Por otra parte el reconocer, como hace este autor, que se ha producido un cambio de actitud de los historiadores de la ciencia con respecto a la Edad Media (págs. 24-25) no implica negar originalidad a la revolución científica. De este modo, al analizar, en su capítulo X, el lugar que ocupa esta revolución dentro de la historia de la civilización occidental, escribe lo siguiente: "tenemos que considerar a la revolución científica como un producto de la actividad creadora de Occidente, dependiente de un complicado conjunto de condiciones que no se dieron más que en la Europa Occidental" (pág. 181). Se trata del momento en el que estalla una crisis que se venía preparando desde hacía varios siglos: "aunque todo tiene sus antecedentes y sus mediadores... es lícito hablar de ciertas épocas de transformaciones fundamentales cuando las corrientes subterráneas que ya existían surgen del suelo y comienzan a nacer a ojos vistas cosas nuevas" (pág. 182).

Dos libros, pues, recomendables para el lector interesado bien por ofrecernos versiones fiables de textos clásicos del Renacimiento científico bien por presentar una visión renovada de lo que éste supuso dentro de la historia del pensamiento. (J. S.)

THE FRACTAL GEOMETRY OF NATURE, por Benoit B. Mandelbrot. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1982. Hay libros científicos que son importantes o interesantes por el mensaje, formalismo o ideas que aportan. Pero aunar en un libro un mensaje innovador con la belleza gráfica es difícil. Tal dificultad no existe en el libro que nos ocupa. Bello, brillante y científicamente sugestivo.

Cuando uno se pregunta cuánto mide la longitud de la costa gallega o catalana espera una respuesta lisa. Y, sin embargo, la cuestión es más complicada de lo que a primera vista parece. ¿Cuánto mide el perímetro de un cristal de nieve dado? ¿Y si la longitud no fuese precisable? Si de un volumen se trata, ¿es siempre fácil medirlo? Imaginemos un cilindro cuya base tenga por área, A. Si su altura es h, el volumen será Ah. Pero, ¿y si la altura ocupa lugar sin ser un segmento continuo (rectificable), sino un conjunto de puntos desconectados? Entonces el volumen ocupa un lugar en el espacio, mas no es tal volumen. El lugar que ocupa tiene dimensión superior a dos pues, al menos, posee el área de su base pero no llega a tener dimensión tres, pues la tercera no es una longitud. Cabe imaginarlo entre una superficie y un volumen; con dimensión entre dos y tres. Dos y pico. Benoit Mandelbrot lo llama un fractal porque la dimensión es fraccionaria y no entera.

Los objetos fractales no constituyen ningún descubrimiento nuevo. Existían ya en la naturaleza o, al menos, en nuestra descripción de la naturaleza. Nadie, empero, había caído en la cuenta de su relevancia. Mandelbrot nos los pone en evidencia con numerosas y bellísimas ilustraciones de los más variados dominios científicos, desde la geografía a la astrofísica pasando por la geofísica, la oceanografía, la física de fluidos (las corrientes turbulentas), y hasta la economía y el arte (el grabado). Nos ilustra cómo sacar partido de la fractalidad de un objeto y entender aspectos del mismo hasta ahora ignotos y desaprovechados. A mí me sirvieron las ideas de Mandelbrot para aclararme en complejos problemas de turbulencia y movimientos desordenados en hidrodinámica y óptica de láseres. Pero esta es mi visión técnica del libro del que me he procurado dos ejemplares, uno para mi biblioteca de trabajo y otro para mis libros de arte.

Aparte de la fascinante presentación de fractales en los muy diversos campos citados, hay un párrafo específicamente dedicado a definir los aspectos técnicos que subyacen a la fenomenología y resultados descritos y un capítulo de biografías y datos históricos que lo capacitan como libro autosuficiente y asequible a cualquier ciudadano cultivado. Amén de un listado bibliográfico de diecinueve páginas en 461 de incalculable valor para el científico profesional (M. G. V.)

Bibliografía

Los lectores interesados en una mayor profundización de los temas expuestos pueden consultar los trabajos siguientes:

DINAMICA TERRESTRE

DE LA DERIVA DE LOS CONTINENTES A LA TECTÓNICA DE PLACAS. A. Hallam. Editorial Labor (Colección Labor, n.º 208); Barcelona, 1976.

ICE AGES: SOLVING THE MYSTERY. John Imbrie y Katherine Palmer Imbrie. Enslow Publishers, 1979.

LANGUAGE OF THE EARTH. Dirigido por Frank H. T. Rhodes y Richard O. Siever. Pergamon Press, 1981.

EARTH. Frank Press y Raymond Siever. W. H. Freeman and Company, 1982.

LA CORTEZA TERRESTRE

DRIVING MECHANISMS FOR THE EARTH'S DYNAMO. D. Gubbins y T. G. Masters en *Advances in Geophysics*, volumen 21, págs. 1-50; 1979.

BASALTIC VOLCANISM OF THE TERRESTRIAL PLANETS. Basaltic Volcanism Study Project. Pergamon Press; Oxford, 1981.

MODELS OF THE EARTH'S CORE. D. J. Stevenson en *Science*, vol. 214, n.º 4521, págs. 611-619; 6 de noviembre de 1981.

THE INTERIOR OF THE EARTH: ITS STRUCTURE, CONSTITUTION AND EVOLUTION. M. H. P. Bott. Elsevier Science Publishing Co., Inc., 1982.

RECENT DEVELOPMENTS IN THE DYNAMIC THEORY OF PLANETARY MAGNETISM. F. H. Busse en *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, volumen 11, págs. 241-268; 1983.

EL MANTO TERRESTRE

CONVECTION IN THE EARTH'S MANTLE: TOWARDS A NUMERICAL SIMULATION. D. P. McKenzie, J. M. Roberts y N. O. Weiss en *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 62, 3.ª parte, págs. 465-538; 11 de febrero de 1974.

EVOLUCIÓN QUÍMICA DEL MANTO TERRESTRE, R. K. O'Nions, P. J. Hamilton y Norman M. Evensen en *Investigación y Ciencia*, n.º 46, págs. 66-78; julio, 1980.

PLANFORM OF MANTLE CONVECTION BENEATH THE PACIFIC OCEAN. Dan P. McKenzie, Anthony Watts, Barry Parsons y Micheline Roufosse en *Nature*, vol. 288, n.º 5790, págs. 442-446; 4 de diciembre de 1980.

LA CORTEZA OCEANICA

PLATE TECTONICS. Xavier Le Pichon and Jean Francheteau. Elsevier-Scientific Publishing Company, 1973.

PHOTOGRAPHIC ATLAS OF THE MID-ATLANTIC RIDGE RIFT VALLEY. Robert D. Ballard y James G. Moore. Springer-Verlag, 1977.

BIRTH OF AN OCEAN: THE CREST OF THE EAST PACIFIC RISE. Jean Francheteau, Thierry Juteau, David Needham y Claude Rangin. Centre National pour l'Exploitation des Océans, 1980.

LA CORTEZA CONTINENTAL

EVOLUTION OF THE EARTH'S CRUST. Dirigido por D. H. Tarling. Academic Press, 1978.

THE CONTINENTAL CRUST AND ITS MINERAL DEPOSITS. David W. Strangway. Special Paper n.º 20, Geological Society of Canada, 1980.

STUDIES IN GEOPHYSICS: CONTINENTAL TECTONICS. Dirigido por B. C. Burchfiel, J. E. Oliver y L. T. Silver. National Academy of Sciences, 1980.

EL CRECIMIENTO DE NORTEAMÉRICA. David L. Jones, Allan Cox, Peter Coney y Myrl Beck en *Investigación y Ciencia*, n.º 76 1983.

EL OCEANO

GAIA: A NEW LOOK AT LIFE ON EARTH. J. E. Lovelock. Oxford University Press, 1979.

EXTRATERRESTRIAL CAUSE FOR THE CRETACEOUS-TERTIARY EXTINCTION. Luis W. Alvarez, Walter Alvarez, Frank Asaro y Helen V. Michel en *Science*, vol. 208, n.º 4448, páginas 1095-1108; 6 de junio de 1980.

TRACERS IN THE SEA. Wallace S. Broecker y T. H. Peng. Observatorio Geológico de Lamont-Doherty, Columbia University. Eldizia Press, Palisades, New York, 1982.

ICE CORE SAMPLE MEASUREMENTS GIVE ATMOSPHERIC CO_2 CONTENT DURING THE PAST 40,000 YR. A. Neftel, H. Oeschger, J. Schwander, B. Stauffer y R. Zumbrunn en *Nature*, vol. 295, n.º 5846, págs. 220-223; 21 de enero de 1982.

LA ATMOSFERA

VARIATIONS IN THE EARTH'S ORBIT: PACEMAKER OF THE ICE AGES. J. D. Hays, John Imbrie y N. J. Shackleton en *Science*, vol. 194, n.º 4270, págs. 1121-1132; 10 de diciembre de 1976.

CLIMATIC CHANGE ON THE TERRESTRIAL PLANETS. James B. Pollack en *Icarus*, vol. 37, n.º 3, págs. 479-553; marzo, 1979.

CLIMATE IN EARTH HISTORY. Wolfgang H. Berger y J. C. Crowell. National Academy Press, 1982.

LA BIOSFERA

THE BIOSPHERE. G. Evelyn Hutchinson en *Scientific American*, vol. 223, n.º 3, págs. 44-53; septiembre, 1970.

EL COSMOS, LA TIERRA Y EL HOMBRE: BREVE HISTORIA DEL UNIVERSO. Preston Cloud. Alianza Editorial (Col. Alianza Universidad, n.º 297); Madrid, 1981.

ITS ENVIRONMENT ON THE EARLY EARTH. Lynn Margulis. W. H. Freeman and Company, 1981.

THE EDIACARIAN PERIOD AND SYSTEM: METAZOA INHERIT THE EARTH. Preston Cloud y Martin F. Glaessner en *Science*, volumen 217, número 4562, páginas 783-792; 27 de agosto de 1982.

ENERGIA DE LA TIERRA

THE ROTATION OF THE EARTH. W. H. Munk y G. J. F. MacDonald. Cambridge University Press, 1960.

PHYSICS OF THE EARTH. F. D. Stacey. Wiley and Sons, New York; 1977 (2.ª edición).

EARTHQUAKES AND VOLCANES. Dirigido por B. A. Bolt. Readings from Scientific American (W. H. Freeman); San Francisco; 1980.

INSIDE THE EARTH. B. A. Bolt. W. H. Freeman, San Francisco; 1982.

JUEGOS MATEMATICOS

AN ENUMERATION OF KNOTS AND LINKS, AND SOME OF THEIR ALGEBRAIC PROPERTIES. John Horton Conway en *Computational Problems in Abstract Algebra*, dirigido por John Leech. Pergamon Press, 1970.

KNOTS AND LINKS. Dale Rolfsen. Publish or Perish, Inc., 1976

TALLER Y LABORATORIO

WAVES AND THOM'S THEOREM. M. V. Berry en *Advances in Physics*, volumen 25, n.º 1, págs. 1-26; 1976.